

Copyright ©

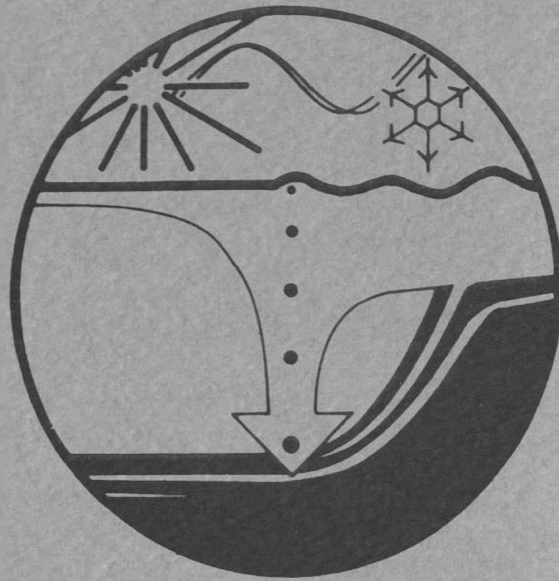
Es gilt deutsches Urheberrecht.

Das Werk bzw. der Inhalt darf zum eigenen Gebrauch kostenfrei heruntergeladen, konsumiert, gespeichert oder ausgedruckt, aber nicht im Internet bereitgestellt oder an Außenstehende weitergegeben werden ohne die schriftliche Einwilligung des Urheberrechtsinhabers. Es ist nicht gestattet, Kopien oder gedruckte Fassungen der freien Onlineversion zu veräußern.

German copyright law applies.

Copyright and Moral Rights for this thesis are retained by the author and/or other copyright owners. The work or content may be downloaded, consumed, stored or printed for your own use but it may not be distributed via the internet or passed on to external parties without the formal permission of the copyright holders. It is prohibited to take money for copies or printed versions of the free online version.

2 1277-1



Sonderforschungsbereich 313

VERÄNDERUNGEN DER UMWELT: DER NÖRDLICHE NORDATLANTIK

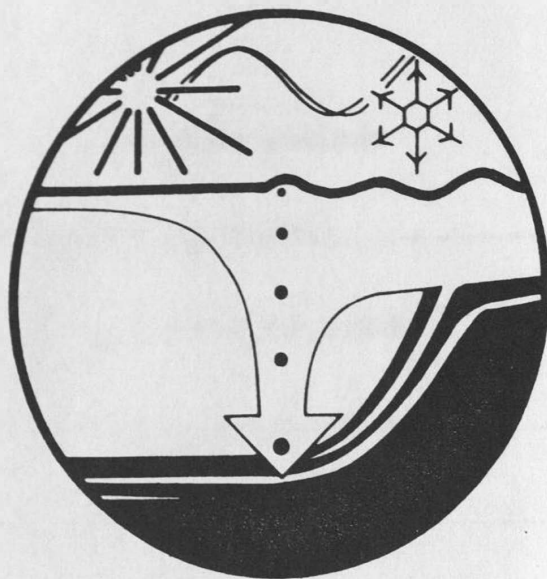
BERICHTSBAND 91-92-93

BAND 1

BERICHT DER TEILPROJEKTE

Christian-
Albrechts-
Universität
zu Kiel,
im Mai 1993





Sonderforschungsbereich 313

VERÄNDERUNGEN DER UMWELT: DER NÖRDLICHE NORDATLANTIK

BERICHTSBAND 91-92-93

BAND 1

BERICHT DER TEILPROJEKTE

Christian-
Albrechts-
Universität
zu Kiel,
im Mai 1993



Inhaltsverzeichnis

Der Sonderforschungsbereich 313 - Ein Überblick	1
TP A1: Pelagische Prozesse und Vertikaler Partikelfluß	7
TP A2: Prozesse und Bilanzen des Sedimenttransports	49
TP A3: Besiedlungsmuster und Stoffeintrag im Benthos	101
TP A4: Stoffumsatz im Benthos	123
TP B1: Geophysikalische Signale in Sedimenten	152
TP B2: Geschichte Der Oberflächen- und Bodenwassermassen im Nördlichen Nordatlantik - Ein Überblick	183
TP B3: Palökologie des Pelagials	216
TP B4: Numerische Modelle von Paläoklima, Paläoozeanographie und Sedimentation	250
Verzeichnis der Tabellen im Tabellenanhang	281

Der Sonderforschungsbereich 313 - Ein Überblick

Forschungskonzept und Ergebnisse

Das Europäische Nordmeer und seine angrenzenden Regionen sind von zentraler Bedeutung für die Tiefenwassererneuerung und das Zirkulationssystem des gesamten Weltmeeres sowie für die quartäre Klimageschichte der nördlichen Hemisphäre. In den Antragsphasen 1985-1987 und 1988-1990 hat der SFB 313 die Sedimentation im Europäischen Nordmeer untersucht, um über die Prozesse und Geschichte der Abbildung der ozeanischen Zirkulation einen Überblick zu erhalten. Mit der Bewilligungsphase 1991-1993 wurde eine Verschiebung des zentralen Forschungsthemas vorgenommen, ohne hierbei den wissenschaftlichen Ansatz völlig zu verändern. Der Bedeutung des Europäischen Nordmeeres für Paläoozeanographie und Paläoklima Rechnung tragend, werden seit 1991 die Veränderungen der Umwelt untersucht, wie sie in den marinen Sedimenten des Jungquartärs im nördlichen Nordatlantik dokumentiert sind.

Die Untersuchungen haben zum Ziel, die verschiedenskaligen, raumzeitlichen Prozesse der Produktion sowie der biologischen, chemischen und sedimentären Flüsse zu beschreiben und zu quantifizieren. Damit werden sie für eine Deutung der Umweltgeschichte und Klimaentwicklung im nördlichen Nordatlantik aus den Sedimentkernen nutzbar gemacht und liefern Ausgangsdaten für deren Modellierung. In seiner Bedeutung als treibende Kraft für die natürlichen Veränderungen der Umwelt dient das Europäische Nordmeer auch als Monitor für mögliche anthropogen bewirkte Klimaveränderungen der Gegenwart. Mit dieser Fokussierung auf die Umweltgeschichte des Europäischen Nordmeeres gingen die Umbenennung des SFB 313 und die Umstrukturierung von Teilbereichen und Teilprojekten einher. Neben weiterlaufenden Arbeiten auf dem Vøring-Plateau wurden die Arbeiten in 1991-1993 vor allem auf den Bereich des Barentssee-Fächers und die Tiefsee vor Südwest-Spitzbergen sowie auf das Seegebiet vor Grönland und die benachbarten Kontinentalränder konzentriert. Zusätzlich wurden ausgewählte Stationsprofile südlich von Island (Rockall-Plateau) als Referenzprofil für fossile Planktongemeinschaften im offenen Atlantik sowie der ein- und ausströmenden Wassermassen während unterschiedlicher Klimaphasen in das Beprobungsprogramm aufgenommen.

Diese zunehmende Verlagerung der Untersuchungen auf die westlichen Seegebiete des Europäischen Nordmeeres in der zweiten SFB-Phase folgt dem langfristigen Forschungskonzept des SFB 313. Mit der Bewilligungsphase 1991-1993 konnten insbesondere auf fachübergreifendem Gebiet Ergebnisse erzielt werden, die den Grundstein für die zukünftige Synthese des SFB 313 legen werden. Zu den wichtigsten wissenschaftlichen Ergebnissen des Teilbereichs A zählen die Berechnungen von Produktivität und Stofffluß auf den Meeresboden sowie der Reaktion des Benthals als Nachweis für die benthisch-pelagische Kopplung in den Tiefseebecken des Europäischen Nordmeeres. Die extrem verfeinerte Stratigraphie der Sedimentkerne einschließlich ihrer Korrelation mit glazialen Ablagerungen auf den angrenzenden Kontinenten im Teilbereich B liefert die Grundlage für die Berechnung der Proxydaten als Voraussetzung für die Modellierung von Paläoozeanographie und Paläoklima.

Während der Bewilligungsphase 1991-1993 haben sich die vielfältigen fachlichen Verknüpfungen zwischen den Teilbereichen und einzelnen Teilprojekten weiter verdichtet. Beispiele für die Bedeutung rezenter Beobachtungen für die Interpretation fossiler Befunde sind die gemeinsamen Untersuchungen über die Abbildung lebender Planktongemeinschaften im Sediment (A1/B3) sowie zur benthisch-pelagischen Kopplung (A1, A3/B2, B3). Biogene Leitstoffe wurden gemeinsam in den TP A1, TP A4 und B2 bearbeitet. Im Hochakkumulationsgebiet des Barentssee-fächers wurden die Beziehungen zwischen lateraler Advektion, untermeerischer Topographie sowie der Reaktion der Suspensionsfiltrierer auf den erhöhten Partikeleintrag vom Kontinentalschelf untersucht (A2/B1/A3). Die aus Sedimentkernen ermittelten Proxydaten wie Paläotemperatur, Salinität u.a. liefern wichtige Randbedingungen für die begonnene Modellierung von Paläoozeanographie und Paläoklima (B2/B4).

Umfangreiche Probennahmen zu allen Jahreszeiten und ausgedehnte Meßfahrten in das Europäische Nordmeer während der vergangenen Jahre legten die Grundlage für die Arbeiten im SFB 313. Die Bearbeitung gemeinsamen Materials aus Sedimentfallen und von Kernstationen durch jeweils mehrere Teilprojekte sowie die aufeinander abgestimmten Fragestellungen und die Diskussion der Ergebnisse wären ohne die Einrichtung eines Sonderforschungsbereiches an einem Standort so kaum möglich. Ein Beispiel für konzertierte Forschungsaktivitäten ist die Meteorreise 17 zum Barentssee-fächer, wo alle Teilprojekte mit Meß- und Probenahmeprogrammen zu gemeinsamen Fragestellungen beteiligt waren.

Bedeutung des Sonderforschungsbereichs für Kiel

Aufbauend auf den Erfahrungen des SFB 95 "Wechselbeziehungen Meer-Meeresboden" ist der SFB 313 seit seiner Gründung 1985 zu einem umfangreichen wissenschaftlichen Vorhaben an der Christian-Albrechts-Universität herangereift. Es ist sein besonderes Verdienst, alle der Meeresforschung verpflichteten Institutionen der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel sowie das Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts-Universität zu einem gemeinsamen, interdisziplinären Forschungsprogramm zusammengeführt zu haben. Der SFB 313 hat auf diese Weise entscheidend zum Beitrag Kiels für die Meeresforschung in Deutschland verholfen. Der Standort Kiel hat hierin auch von Seiten des Landes Schleswig-Holstein und des Bundes in den vergangenen Jahren vielfältige finanzielle Unterstützung erfahren. So hätte auch das Forschungszentrum Geomar für Marine Geowissenschaften ohne die Kooperation und Unterstützung durch die Universitätsinstitute und das Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts-Universität weder aus dem Stand heraus gegründet werden, noch innerhalb weniger Jahre zu seiner heutigen Größe heranwachsen können. Die bereits begonnenen Baumaßnahmen für die Errichtung neuer Geomar-Gebäude erfolgen unter Berücksichtigung räumlicher Kapazitäten für ein umfangreiches Kernlager, welches eine spätere Aufnahme auch des gesamten SFB-Materials ermöglicht.

Der SFB 313 hat sich auch in den vergangenen Jahren auf die Berufungspolitik der Christian-Albrechts-Universität ausgewirkt. So konnten neu berufene Kollegen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut (Stattegger, Schäfer, Nachfolge Lutze), dem Institut für Polarökologie (Spindler) und dem Forschungszentrum Geomar (Suess, Mienert, Zahn) für die aktive Mitarbeit und Teilprojektleiterschaft im SFB 313 gewonnen werden. Hierdurch war es möglich, bestimmte Arbeitsgruppen zu stärken (Geophysik, Paläontologie) sowie neue Arbeitsgruppen (z.B. die Modellier-Gruppe, Polarökologie) in den SFB 313 zu integrieren. Die Aufnahme des Instituts für Polarökologie der Christian-Albrechts-Universität in den SFB 313 verstärkte das Forschungsprogramm aller Teilprojekte im Bereich der polar beeinflussten, saisonal eisbedeckten Seegebiete (Grönlandsee; Seegebiet nördl. Jan Mayen; Ostgrönlandschelf/ Schelfrand); dieses soll in der Antragsphase 1994-1996 weiter intensiviert werden.

Zahlreiche junge Kollegen aus der ersten Phase des SFB 313 wurden nach ihrer Habilitation auf Professuren an anderen Universitäten und Forschungseinrichtungen wegberufen. Dieser mit der Aufnahme neuer Mitglieder und Teilprojektleiter in den SFB verbundene, stetige personelle Wandel fand seinen Niederschlag auch in einer geänderten personellen Besetzung

des SFB-Vorstandes. Im Mai 1992 wurde das Amt des SFB-Sprechers von Herm Thiede an Frau Schäfer übergeben, Herr Graf wurde zum stellvertretenden Sprecher gewählt.

Förderung des Wissenschaftlichen Nachwuchses und Zusammenarbeit

Der SFB 313 hat im Berichtszeitraum 1991-1993 mehrere Mitarbeiter zur Habilitation geführt. Zwei Mitarbeiter (Barthel, Henrich) konnten ihre Habilitation bereits erfolgreich abschließen, weitere Habilitationsverfahren sind für 1993 und die kommenden Jahre zum Abschluß vorgesehen. Zusätzlich wurden neue Hochschulassistenten aus der Grundausrüstung in den SFB 313 aufgenommen. In der Bewilligungsphase 1991-1993 wurden zahlreiche Diplomarbeiten begleitend oder als Vorarbeiten zu den im SFB 313 angefertigten Dissertationen durchgeführt. Es wurden bisher 19 Dissertationen abgeschlossen; weitere 24 Dissertationen sollen bis Ende 1993 oder in der kommenden Antragsphase fertiggestellt werden. Sie werden wesentlich zu den Ergebnissen der Teilprojekte beitragen.

Im Bewilligungszeitraum 1991-1993 hat der SFB 313 mit seinem fächerübergreifenden Forschungsansatz auf vielfältige Weise zu einer Erweiterung und Differenzierung des Lehrangebots in den marinen Disziplinen an der Christian-Albrechts-Universität beigetragen. Hier sind zu nennen die zahlreichen Lehrveranstaltungen im Rahmen des Aufbaustudiums zur Meeresgeologie (z.B. Meeresgeologie der Polarmeere; Meeresgeologie: Die Ozeane im Quartär; Die Abbildung der Tiefenwasserzirkulation in Sedimenten des Atlantiks; Paläofluxberechnungen und modelle; Chronostratigraphie in marinen Sedimenten; Pelagische Chronostratigraphie; Paläoklimatologie und Paläoozeanographie des Mesozoikums) und zur Meeresbiologie (z.B. Tiefseebiologie), die nicht nur von den Diplomanden und Doktoranden des SFB 313 besucht wurden, sondern allen meeresgeologisch und meeresbiologisch interessierten Studierenden der Christian-Albrechts-Universität als vertiefendes Lehrangebot offen stehen. Enge Beziehungen bestehen zwischen dem SFB 313 und dem Graduiertenkolleg "Dynamik globaler Kreisläufe im System Erde" an der Christian-Albrechts-Universität, in welchem mehrere Kollegen des SFB 313 mit Lehrveranstaltungen (z.B. Geochemische und physikalische Kreisläufe im Ozean) und im Doktorandenprogramm aktiv mitwirken.

Mit der Übersiedlung in ein eigenes SFB-Gebäude mit Werkstätten, Labors und Arbeitsräumen im Sommer 1990 hat der SFB 313 großzügige Arbeitsbedingungen erhalten. Verbunden mit der Zusammenlegung von Arbeitsplätzen unter einem Dach war ein reger Gedankenaustausch zwischen einzelnen Arbeitsgruppen, der sich als überaus fruchtbar für die interdisziplinäre Arbeit erwies. Als Ergebnis teilprojektübergreifender Diskussionen etablierte

sich eine Arbeitsgruppe im SFB 313 mit dem Ziel, Möglichkeiten für eine zukünftige Synopse des SFB 313 anzudenken. Auf den in regelmäßiger Folge veranstalteten SFB-Kolloquien wurde von SFB-Mitarbeitern über die laufenden Fortschritte in den Arbeitsgruppen berichtet und diskutiert. Auf dem am 13./14.11.1992 in Kiel durchgeführten Berichtskolloquium wurde über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Bewilligungsphase 1991-1993 in 19 Vorträgen und 52 Postern berichtet. Die teilprojektübergreifende Programmgestaltung in 4 thematische Schwerpunkte optimierte den interdisziplinären Gedankenaustausch. Als besonders befriedigend eingeschätzt wurden von allen SFB-Mitarbeitern die mit den Kieler Kollegen und den DFG-Gutachtern geführten intensiven Diskussionen während der ausgedehnten Postersessions. Ausländische Gastforscher, die durch die Aktivitäten des SFB 313 nach Kiel geholt wurden, befruchteten ihrerseits auch die wissenschaftliche Diskussion innerhalb und außerhalb des SFB. Auf zahlreichen internationalen Tagungen und Workshops konnten die Ergebnisse aus den Teilprojekten des SFB 313 in Vorträgen und Postern präsentiert werden.

Eine intensive Nutzung der FS "Meteor", der FS "Polarstern" sowie der Kieler Forschungsflotte (FS "Poseidon", FS "Alkor" in Verbindung mit JGOFS) ermöglichte in den vergangenen Jahren zahlreichen Expeditionen des SFB 313 in das Europäische Nordmeer. Zusätzlich konnte die FS "Valdivia" des Instituts für Ozeanographie in Hamburg sowie in einer Kooperation zwischen dem SFB 313, dem Forschungszentrum Geomar, dem Institute of Oceanographic Sciences in Wormley (U.K.) und dem Marine Research Institute in Tallin (Estland) die FS "Livonia" (Heimathafen Tallin) für geophysikalische Arbeiten des SFB 313 genutzt werden.

Danksagung

Der SFB 313 schaut mit Ende 1993 auf seine dritte Bewilligungsphase zurück. Er dankt an dieser Stelle der Deutschen Forschungsgemeinschaft, der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel und dem Land Schleswig-Holstein für die wohlwollende und großzügige finanzielle Unterstützung während der vergangenen Jahre. Sein Dank gilt besonders auch den Gutachtern, Berichterstattern und Fachreferenten der DFG für die vielen Anregungen und Ratschläge sowie allen Kollegen in und außerhalb Kiels für den intensiven wissenschaftlichen Gedankenaustausch. Für die langjährige gute Kooperation mit der Meteor-Leitstelle in Hamburg und dem Alfred-Wegener-Institut in Bremerhaven, wie auch für die großzügige Unterstützung durch das Institut für Meereskunde für die Bereitstellung von Forschungsschiffen sei diesen Institutionen herzlich gedankt. Der besondere Dank aller

Mitarbeiter im SFB 313 geht an die Besatzungen der Forschungsschiffe Meteor, Polarstern, Poseidon, Alkor, Valdivia und Livonia für Einsatz und Hilfe bei der Proben- und Datengewinnung auf den zahlreichen Expeditionen in das Europäische Nordmeer.

Schließlich danken an dieser Stelle alle Mitglieder J. Thiede für die Begleitung des SFB als Sprecher in den vergangenen Jahren.

Tätigkeitsbericht TP A1 1991-92-93**PELAGISCHE PROZESSE UND VERTIKALER PARTIKELFLUß****Teilprojektleiter: B. von Bodungen, B. Zeitzschel****Mitarbeiter: A. Antia, E. Bauerfeind, W. Hagen, O. Haupt, W. Koeve, E. Machado, I. Peeken, R. Peinert, S. Reitmeier, C. Richter, C. Thomsen, M. Voss, M. Wunsch, U. Zeller****Zusammenfassung**

Pelagische Prozesse und ihre Abbildung im vertikalen Partikelfluß wurden in mehrjährigen vergleichenden Untersuchungen in der Norwegensee und Grönlandsee durchgeführt. Seit 1985 gewonnene Ergebnisse von Langzeiteinsätzen verankerter Sinkstofffallen und flankierenden Prozeßstudien zu verschiedenen Jahreszeiten und die zugrundeliegenden methodischen und konzeptionellen Ansätze werden zusammengefaßt und zusammen mit neuen Resultaten aus der Grönlandsee und vom Kontinentalhang der Barents-See diskutiert. Norwegensee und Grönlandsee weisen bei ähnlichen Einstrahlungsbedingungen und Nährsalzgehalten eine vergleichbar hohe jährliche Gesamtprimärproduktion und auch Neue Produktion auf. Wesentliche Unterschiede bestehen jedoch in Bezug auf die hydrographischen Rahmenbedingungen der Produktion und die Zusammensetzung und saisonale Entwicklung des Planktons. Dementsprechend sind ebenfalls das zeitliche Muster des vertikalen Partikelflusses verglichen mit dem Jahresgang der Neuen Produktion, die Zusammensetzung der aus dem Epipelagial exportierten Substanz und die Modifikation der sedimentierenden Partikel beim Absinken in beiden Seegebieten sehr unterschiedlich. In der Norwegensee wird bereits die Frühjahrsentwicklung des Phytoplanktons vom herbivoren Zooplankton dominiert, was eine Diatomeensedimentation verhindert. Dies bewirkt zusammen mit der weiteren Sukzession im Zooplankton eine saisonale Verschiebung des Partikelflußmaximums in den Sommer/Herbst hinein. Im Jahresmittel ist der Anteil karbonathaltigen Materials in der Norwegensee deutlich höher als in der Grönlandsee, in welcher der Partikelfluß stärker durch die physikalisch-hydrographischen Bedingungen gesteuert wird und der Export opalhaltiger Partikel eine größere Rolle spielen. Zusätzlich zu den gebietsvergleichenden Langzeituntersuchungen wurde in einer Fallstudie am Kontinentalhang der Barents-See der Einfluß von Resuspension und hangabwärtsgerichtetem Lateraltransport auf das Sedimentationsgeschehen mit Untersuchung von suspendiertem Material, Sinkstoffen und Sedimentproben verfolgt.

1. Kenntnisstand, Fragestellungen und Zielsetzungen

Die primäre biologische Entstehung von Partikeln in der euphotischen Zone, ihre biologische Modifikation und die pelagische Sedimentation der biogenen Partikel in Abhängigkeit von saisonal und regional unterschiedlichen abiotischen Einflußgrößen werden im Teilprojekt A1 des SFB 313 seit 1985 im nördlichen Nordatlantik untersucht.

Diese Prozesse beeinflussen in starkem Maße die Verteilung der verschiedenen Komponenten des Kohlenstoffes in der Wassersäule. Im Oberflächenwasser wird durch die autotrophe Aufnahme von CO_2 (Primärproduktion) der CO_2 -Partialdruck erniedrigt. Dieser Effekt wird jedoch durch die Remineralisierung von organischer Substanz durch heterotrophe Organismen teilweise wieder aufgehoben. Zur Erhöhung des CO_2 -Partialdruckes kommt es außerdem durch die Karbonatbildung von autotrophen (Coccolithophoriden) und heterotrophen Organismen (Foraminiferen, Ostracoden, Pteropoden). Der vertikale Fluß organischer und karbonatischer Partikel in größere Wassertiefen entzieht der Deckschicht Kohlenstoff und führt schließlich zur Einlagerung eines Teiles des Primärproduktes in das Sediment.

Dieser Export ist im weitesten Sinne von der primären Gesamtproduktion in der euphotischen Zone abhängig, die sich aus Neuer und Regenerierter Produktion zusammensetzt. Die Neue Produktion basiert auf Nährstoffen, die - bezogen auf die euphotische Zone - aus allochthonen Quellen stammen. Saisonale vertikale Vermischung, Auftrieb und turbulente Diffusion, sowie in geringerem Maße autotrophe Stickstofffixierung und atmosphärischer Eintrag sind die quantitativ wichtigsten Quellen für diesen Prozeß (Abb. A1-1; EPPLEY, 1989). Die Regenerierte Produktion wird durch den Abbau organischer Materie durch die heterotrophen Organismen mit Nährstoffen versorgt und stellt somit einen auf die euphotische Zone bezogenen, autochthonen Prozeß dar, der im Gegensatz zur weitgehend physikalischen Kontrolle der Neuen Produktion überwiegend biologisch kontrolliert wird (Abb. A1-1; PEINERT et al., 1989).

Der Verlust von Nährstoffen durch vertikalen Export organischer Substanz aus der euphotischen Zone kann durch physikalischen Transport auf Zeitskalen bis zu einem Jahr ausgeglichen werden. Daher wird die Neue Produktion in der Regel in etwa dem vertikalen Partikelfluß, auch häufig Exportproduktion genannt, gleichgesetzt. Zusammensetzung und Saisonalität des Exportes unterliegen wesentlich stärker biologischer Kontrolle (LEGENDRE & LE FEVRE, 1989). Diese, unter dem Schlagwort der "biologischen Pumpe" zusammengefaßten Prozesse können den CO_2 -Austausch zwischen Ozean und Atmosphäre wesentlich mit beeinflussen (BERGER & WEFER, 1990), da Neue Produktion und Exportproduktion durch klimatisch bedingte Änderungen der ozeanischen Zirkulation ebenfalls verändert werden können.

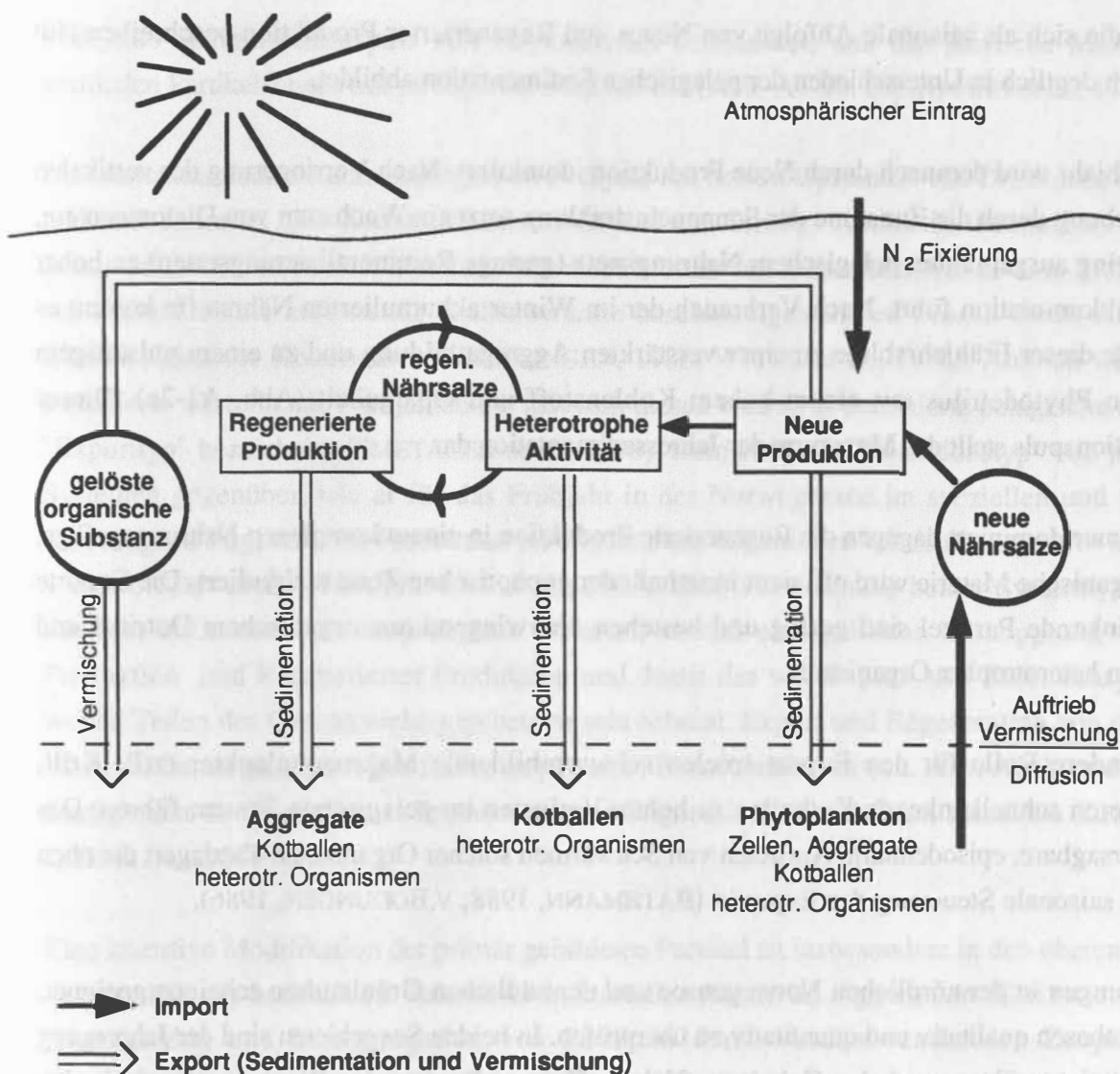


Abb. A1-1: Stark vereinfachtes Schema von Nährstoffimport, Neuer und Regenerierter Produktion und Export biogener Partikel aus der euphotischen Zone (waagerechte unterbrochene Linie). Alle Prozesse können gleichzeitig oder in variabler zeitlicher Verknüpfung auftreten.

Das übergeordnete, langfristige Ziel des Teilprojektes A1 war und ist es daher, die pelagischen Gemeinschaften und Prozesse in Abhängigkeit von abiotischen Umweltbedingungen und biotischer Wechselwirkung zu erfassen. Dazu wurden primär diejenigen Prozesse untersucht,

- die für die Bildung und Modifikation der primärproduzierten organischen Substanz in der euphotischen Zone entscheidend sind,
- den vertikalen Export von organischer Substanz aus der euphotischen Zone steuern
- und die Menge und Zusammensetzung der Partikel bestimmen, welche die Sedimentoberfläche erreichen.

Dazu wurde postuliert, daß die Saisonalität in den physikalischen Umweltbedingungen im untersuchten Meeresgebiet hoher Breite eine Sukzession unterschiedlicher Produktionsregime

induziert, die sich als saisonale Abfolge von Neuer und Regenerierter Produktion beschreiben läßt und die sich deutlich in Unterschieden der pelagischen Sedimentation abbildet.

a) Das Frühjahr wird demnach durch Neue Produktion dominiert. Nach Verringerung der vertikalen Durchmischung durch die Zunahme der Sonneneinstrahlung setzt ein Wachstum von Diatomeen ein, das bei gering ausgeprägten pelagischem Nahrungsnetz (geringe Remineralisierungsraten) zu hoher Biomasseakkumulation führt. Nach Verbrauch der im Winter akkumulierten Nährstoffe kommt es gegen Ende dieser Frühjahrsblüte zu einer verstärkten Aggregatbildung und zu einem pulsartigem Export von Phytodetritus mit einem hohem Kohlenstoff und Opalgehalt (Abb. A1-2a). Dieser Sedimentationspuls stellt das Maximum der Jahressedimentation dar.

b) Im Sommer dominiert dagegen die Regenerierte Produktion in einem komplexen Nahrungsgefüge, und die organische Materie wird effizient innerhalb der euphotischen Zone rezirkuliert. Die Exporte durch absinkende Partikel sind gering und bestehen überwiegend aus organischem Detritus und Hartschalen heterotropher Organismen.

Eine besondere Rolle für den Export spielen schwarmbildende Makrozooplankter (z.B. Krill, Salpen), deren schnellsinkende Kotballen zu hohen Verlusten im pelagischen System führen. Das nichtvorhersagbare, episodenhafte Auftreten von Schwärmen solcher Organismen überlagert die oben postulierte saisonale Steuerung des Exportes (BATHMANN, 1988; v.BODUNGEN, 1986).

Untersuchungen in der nördlichen Norwegensee und der südlichen Grönlandsee scheinen geeignet, diese Hypothesen qualitativ und quantitativ zu überprüfen. In beiden Seegebieten sind der Jahresgang der Sonneneinstrahlung und der Gehalt an Nährstoffen zu Beginn der Wachstumsperiode des Phytoplanktons sehr ähnlich. Sie unterscheiden sich jedoch deutlich in der Eisbedeckung, der saisonalen Entwicklung der Durchmischungstiefe und in ihren Artengemeinschaften.

Diese Vorstellungen entsprachen dem Wissensstand Mitte der achtziger Jahre, der auf einer Vielzahl von Beobachtungen in Küsten- und Schelfgewässern sowie im Ozean basierte (z.B.: BILLET et al., 1983; WALSH, 1983; SMETACEK, 1984). Seit Ende der achtziger Jahre haben sich diese Vorstellungen jedoch stark verändert, wozu die Ergebnisse der Arbeiten in diesem Teilprojekt stark beigetragen haben. Das Konzept der Neuen und Regenerierten Produktion und ihre Beziehungen zum vertikalen Partikelfluß behält zwar grundsätzlich seine Bedeutung, es muß aber wesentlich differenzierter gesehen werden. Obwohl zwischen den beiden Extremformen der oben postulierten Produktionsregimes alle Übergangsformen erwartet wurden, zeigten die ersten Untersuchungen ein völlig anderes Bild für die Norwegensee. Zu Beginn der Wachstumsperiode wurde das pelagische System stark von herbivorem Zooplankton, überwiegend calanoiden Copepoden, kontrolliert. Deren Freßaktivität verhinderte eine starke Akkumulation der Phytobiomasse im Frühjahr, und der Verbrauch der neuen Nährsalzvorräte zog sich bis in den Sommer hin. Entsprechend wurde kein

Frühjahrs-Sedimentationspuls von Phytodetritus beobachtet, und das jährliche Maximum des vertikalen Partikelflusses trat erst spät im Sommer auf (Abb. A1-2b; BATHMANN et al., 1990b).

Ein markantes Sedimentationsereignis im Frühjahr mit hohem Opalanteil von Diatomeen wurde über mehrere Jahre in der hochproduktiven Bransfield Straße, Antarktis, beobachtet. 90% der Jahressedimentation erreicht hier innerhalb eines Monats den Meeresboden in 2000 m Tiefe. Zur Zeit der Frühjahrsblüte auftretende Krillschwärme beschleunigen diesen Prozeß durch Ausscheiden schnell sinkender Kotschnüre (V.BODUNGEN, 1986; WEFER et al., 1988). Ähnlich wie die oben postulierte absterbende Frühjahrsblüte läßt sich dieses vom Krill dominierte pelagische Regime als "Exporttyp" bezeichnen (SMETACEK et al., 1990). Dem steht der "Retentionstyp" von pelagischen Systemen gegenüber, wie er für das Frühjahr in der Norwegensee im speziellen und für Phasen überwiegend Regenerierter Produktion im allgemeinen beschrieben wurde (BATHMANN et al., 1987; V.BODUNGEN et al., 1987, PEINERT et al., 1989). Eine Vermischung beider Systemtypen scheint häufiger aufzutreten als ursprünglich erwartet, so daß eine zeitliche Entkopplung von Neuer Produktion und Regenerierter Produktion und damit des von Export- und Retentionsystemen in weiten Teilen des Ozeans nicht gegeben zu sein scheint. Export und Regeneration von organischer Materie können gleichzeitig auf allen trophischen Ebenen auftreten (s.a. Abb. A1-1) und sind daher häufig nicht direkt mit Neuer Produktion und Regenerierter Produktion assoziiert (LEGENDRE & GOSSELIN, 1989).

Eine intensive Modifikation der primär gebildeten Partikel ist insbesondere in den oberen 300 m der Wassersäule zu beobachten. Intensiver bakterieller Abbau an Aggregaten (SMITH et al., 1992), Aggregation und Disaggregation von Partikeln durch vertikalwanderndes Zooplankton im Tag/Nachtrhythmus (LAMPITT et al., 1993), die Wiederverwertung potentiell schnell sinkender Kotballen durch ihre Produzenten (NOJI, 1991) verändern ihre Morphologie und Zusammensetzung in stärkerem Umfang als bisher vermutet.

Die quantitative Beziehung zwischen Neuer Produktion und partikulärem Export wird ebenfalls stark durch saisonale Veränderungen in der gelösten organischen Materie (DOM) beeinflusst. Sowohl bei der Primärproduktion, als auch durch die starke Modifikation der Partikel wird ein bisher nicht quantifizierbarer Teil in DOM überführt (HASSAN, 1991, HUMBORG, 1991). Diese wird im Oberflächenwasser und/oder nach vertikalem Export durch turbulente Diffusion und vertikale Durchmischung durch bakterielle Aktivität im tieferen Wasser zu CO₂ oxydiert (KIRCHMAN et al., 1991).

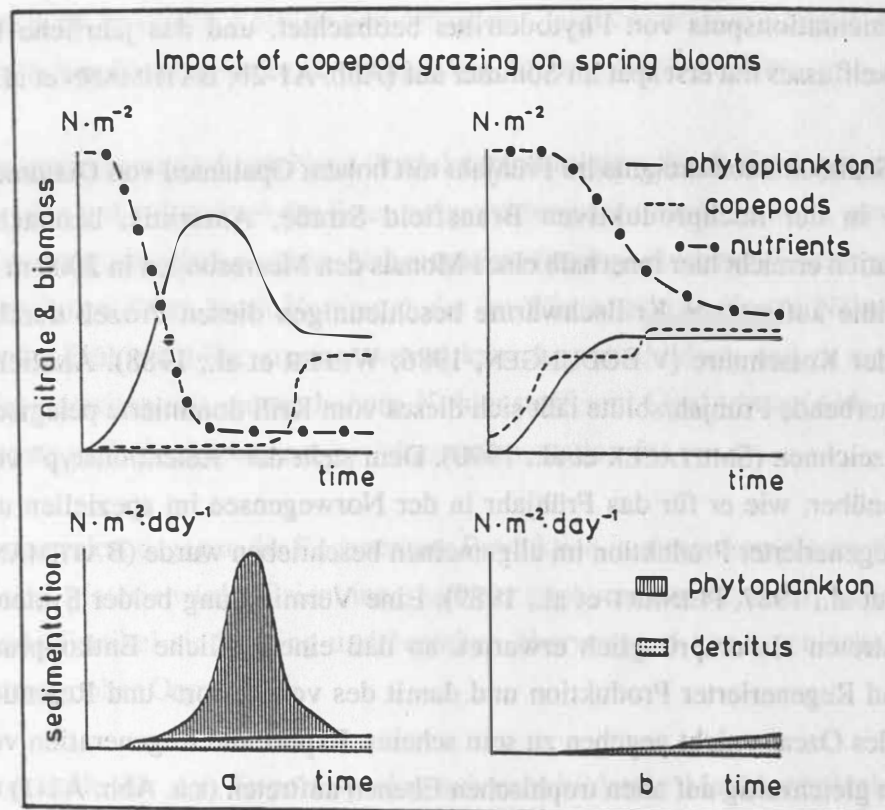


Abb. A1-2: Nährsalzabnahme, Akkumulation von Biomasse und Partikelexport zur Frühjahrsblüte des Phytoplanktons bei a) hoher Neuer Produktion und gering ausgeprägtem pelagischem Nahrungsnetz und b) bei hohen Zooplanktonabundanz zu Beginn der Neuen Produktion.

Bedeutende interannuelle Unterschiede in Menge und Zusammensetzung des vertikalen Partikelflusses (siehe unten) lassen den Schluß zu, daß Beginn und Verlauf der Frühjahrsblüte, die pelagische Koppelung von autotrophen und heterotrophen Prozessen und damit die zeitliche Abfolge von Neuer Produktion, Regenerierter Produktion und Exportproduktion ebenfalls einer erheblichen interannuellen Variabilität unterliegen. Eine allgemeingültige quantitative Beziehung zwischen Neuer Produktion, Regenerierter Produktion und Exportproduktion läßt sich zur Zeit daher nicht aufstellen. Neuere Modellansätze zeigen, daß insbesondere Unsicherheiten über die Rolle der gelösten organischen Substanz, der Bestimmung der Neuen Produktion und der vielfältigen Auswirkung des Mikro- und Mesozooplanktons auf den Partikelfluß bestehen (FASHAM et al., 1993).

2. Methoden und Material

2.1. Methodischer Ansatz

Die im Teilprojekt A1 verfolgten methodischen Ansätze sind in Abb. A1-3 schematisch dargestellt. Die Langzeitaufnahme des vertikalen Partikelflusses mit verankerten Sinkstofffallen in unterschiedlichen Wassertiefen stellte bisher das Grundgerüst für die Arbeiten dar. Diese Methode liefert umfassende Erkenntnisse zu Menge, Zusammensetzung und saisonalem Muster der pelagischen Sedimentation. Neben der mikroskopischen Analyse der Partikel wurden Bestimmungen von Trockengewicht (DW), partikulärem organischen Kohlenstoff (POC) und Stickstoff (PON), Opal und Karbonat vorgenommen. Die zeitliche Auflösung der Partikelflußmessungen lag dabei zwischen einer und sechs Wochen.

Ausgehend von markanten Sedimentationsereignissen wurden Zeiträume im Jahresverlauf ausgewählt, um pelagische Prozeßstudien durchzuführen. Hierbei wurden treibende Fallen und Kurzzeitverankerungen eingesetzt, mit denen der vertikale Partikelfluß insbesondere in oberflächennahen Schichten in hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung aufgenommen wurde. Während dieser Studien wurden in der Wassersäule hydrographische Parameter, Nährsalzkonzentrationen, die oben erwähnten Summenparameter an Partikeln und der Chlorophyllgehalt gemessen. Phytoplankton und Zooplankton wurden auf ihre Abundanz und Artenzusammensetzung hin untersucht. Ratenmessungen zur Primärproduktion, zum Mikro- und Mesozooplanktonwegfraß wurden ebenfalls durchgeführt und die Photopigmente mit der HPLC-Methode analysiert.

Besondere Aufmerksamkeit wurde dem Grazing des Zooplanktons gewidmet. Gezielte Experimente an Bord und an Land dienten dazu, Kotballen distinkten Arten zuzuordnen, um diese dann in den Fallenproben zu identifizieren. Desweiteren wurden Inhalt und stoffliche Zusammensetzung intensiv untersucht und Abbauxperimente mit Kotballen und sedimentiertem Detritus durchgeführt.

Mit der Erweiterung des Kenntnisstandes, insbesondere zur Modifikation der Partikel, wurden weitere Messungen eingeführt, um die Herkunft derjenigen Partikel in den Fallenproben zu erfassen, die nicht unter dem Mikroskop zu identifizieren sind, um auf die steuernden Prozesse in der Wassersäule zu schließen. Hierzu gehörten Messungen der Pigmente des Phytoplanktons, der stabilen Isotope ^{13}C und ^{15}N in der organischen Substanz und der n-Alkane. In Abb. A1-4 ist der generelle Ansatz dargestellt, aus der Zusammensetzung der Sinkstoffe pelagische Prozesse zu rekonstruieren. Da die quantitativen Beziehungen zwischen Neuer Produktion und der Exportproduktion aus den direkten Messungen nur annäherungsweise zu erfassen sind, wurde im

letzten Antragszeitraum damit begonnen, dominante Prozesse zu modellieren. Grundlage bildet dabei ein im JGOFS- Projekt (Joint Global Ocean Flux Studies) entwickeltes Modell (FASHAM et al., 1993).

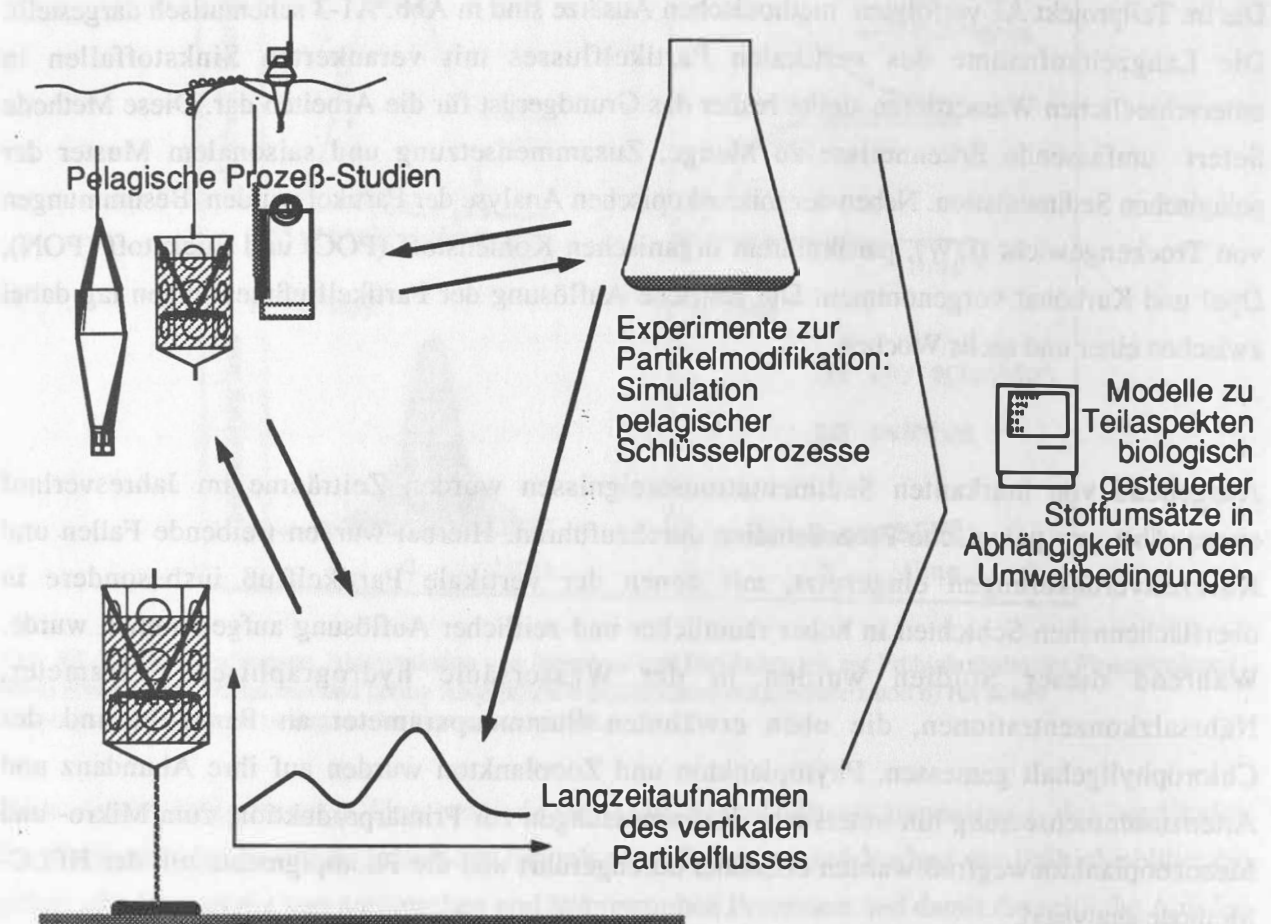


Abb. A1-3: Schematische Darstellung des methodischen Ansatzes im Teilprojekt A1.

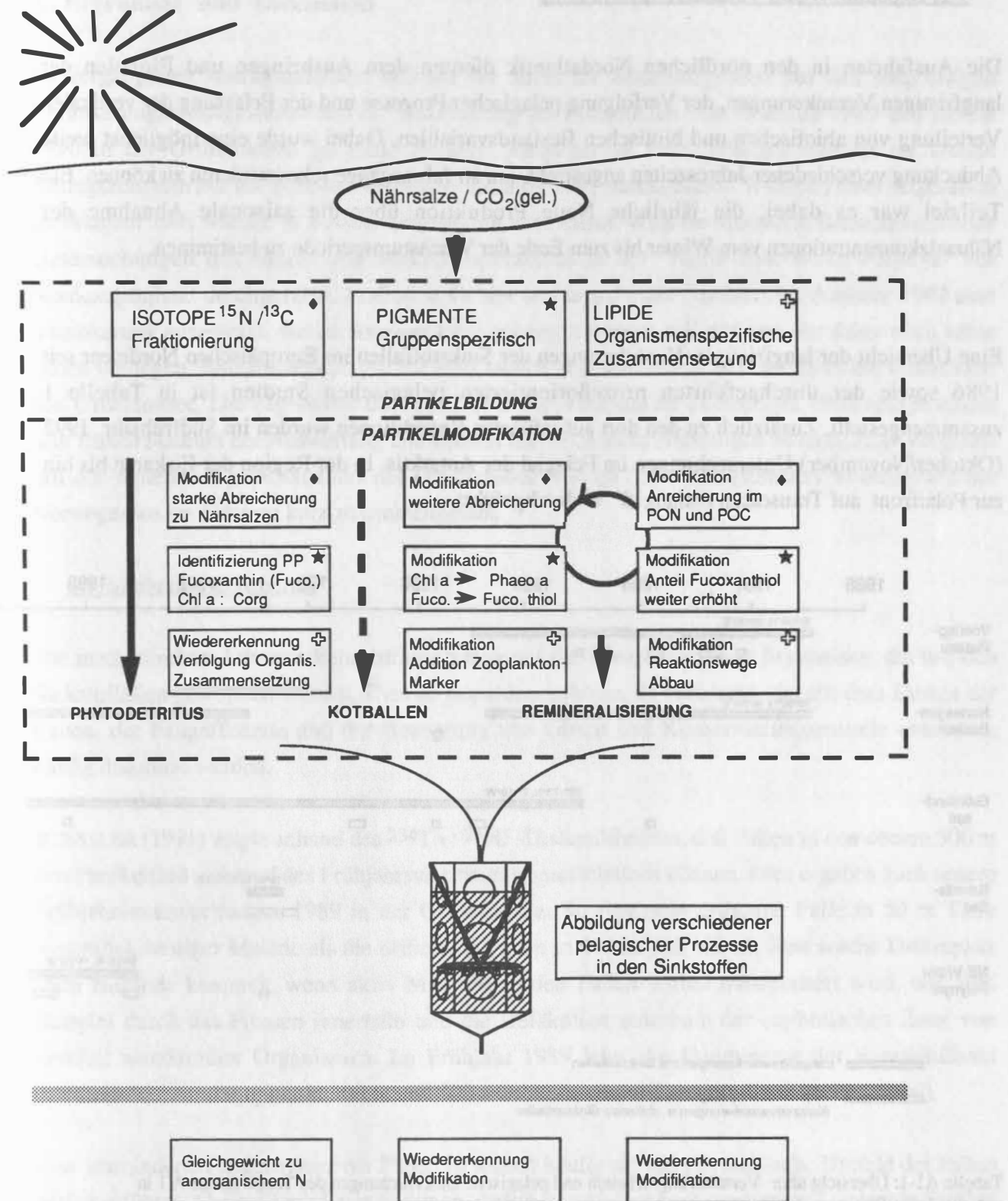


Abb. A1-4: Schematische Darstellung der Partikelbildung und Modifikation bezüglich der stabilen Isotope (Rauten), der Pigmente (Sternchen) und Lipide (Kreuze). Es wird davon ausgegangen, daß der direkte Export von Phytodetritus, von Kotballen und der Export mehrfach rezirkulierter Materie in der Zusammensetzung der Sinkstoffe teilweise zu erkennen ist.

2.2. Expeditions- und Verankerungszeiträume

Die Ausfahrten in den nördlichen Nordatlantik dienten dem Ausbringen und Einholen der langfristigen Verankerungen, der Verfolgung pelagischer Prozesse und der Erfassung der vertikalen Verteilung von abiotischen und biotischen Bestandsvariablen. Dabei wurde eine möglichst breite Abdeckung verschiedener Jahreszeiten angestrebt, um so Jahresgänge rekonstruieren zu können. Ein Teilziel war es dabei, die jährliche Neue Produktion über die saisonale Abnahme der Nährsalzkonzentrationen vom Winter bis zum Ende der Wachstumsperiode zu bestimmen.

Eine Übersicht der langfristigen Verankerungen der Sinkstofffallen im Europäischen Nordmeer seit 1986 sowie der durchgeführten prozeßorientierten pelagischen Studien ist in Tabelle 1 zusammengestellt. Zusätzlich zu den dort aufgeführten Expeditionen wurden im Südfrühjahr 1992 (Oktober/November) Untersuchungen im Pelagial der Antarktis in der Region der Eiskante bis hin zur Polarfront auf Transekten entlang 6° W durchgeführt.

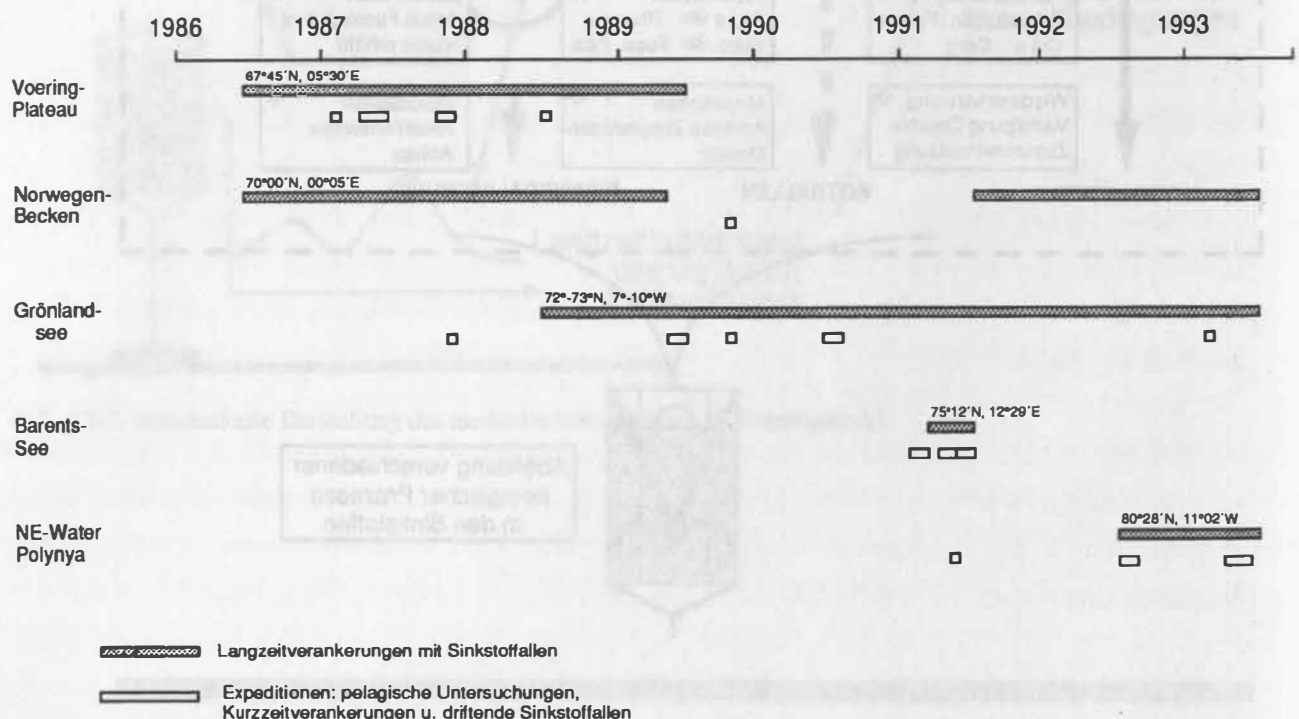


Tabelle A1-1: Übersicht über Verankerungsarbeiten und pelagische Untersuchungen des Teilprojektes A 1 in verschiedenen Regionen des Europäischen Nordmeeres seit 1986.

3. Ergebnisse und Diskussion

Im vergangenen Antragszeitraum wurden vor allem die Sinkstoffproben aus den langfristigen Verankerungen ausgewertet und die Bearbeitung der Feldstudien vom Sommer 1989 und Herbst 1990 in der Grönlandsee zu Ende geführt. Ausgedehnte Prozeßstudien wurden im letzten Antragszeitraum nur am Barents-See-Schelf im Jahre 1991 durchgeführt. Während einer Expedition im Frühjahr 1991 wurden in Zusammenarbeit mit dem Alfred-Wegener-Institut in Bremerhaven erste Untersuchungen des Meso- und Makrozooplanktons in der "North-East-Water-Polynya" vor Nordostgrönland durchgeführt. In diesem Gebiet wurde auf einer Ausfahrt im Sommer 1992 eine Verankerung ausgesetzt, die im Sommer 1993 geborgen werden soll und von der daher noch keine Daten vorliegen. Entsprechendes gilt für eine soeben abgeschlossene Expedition in die Framstraße und Grönlandsee. Die Ergebnisse der Ausfahrt in die Antarktis im Südfrühjahr 1992 sind in einem sehr frühen Stadium der Auswertung und können hier noch nicht einbezogen werden. Zum Vergleich mit den neueren Ergebnissen aus der Grönlandsee werden die wichtigsten Erkenntnisse aus der Norwegensee im weiteren kurz zusammengefaßt.

3.1 Methodische Arbeiten

Die methodischen Arbeiten konzentrierten sich auf die Überprüfung der Ergebnisse, die mit den Sinkstofffallen gewonnen wurden. Dies ist besonders geboten, da Probleme, die mit dem Design der Fallen, der Fangeffizienz und der Benutzung von Giften und Konservierungsmitteln entstehen, häufig diskutiert werden.

BUSSLER (1991) zeigte anhand des $^{234}\text{Th} : ^{238}\text{U}$ -Disäquilibriums, daß Fallen in den oberen 500 m den Partikelfluß während des Frühjahrswachstums unterschätzen können. Dies ergaben auch unsere Frühjahrsuntersuchungen 1989 in der Grönlandsee. So fing eine driftende Falle in 50 m Tiefe wesentlich weniger Materie als die driftenden Fallen in 100 m und 300 m. Eine solche Diskrepanz kann zustande kommen, wenn aktiv Material an den Fallen vorbei transportiert wird, wie zum Beispiel durch das Fressen innerhalb und die Defäkation unterhalb der euphotischen Zone von vertikal wandernden Organismen. Im Frühjahr 1989 lebte die Hauptmasse der Foraminiferen unterhalb 50 m und trug nur in 100 m und 300 m erheblich zum Gesamtfluß bei (BOCK, 1990).

Eine verminderte Fangeffizienz der Fallen ist jedoch häufig auf das physikalische Umfeld der Fallen zurückzuführen. Generell wird angenommen, daß Sinkstofffallen große und schnell sinkende Partikel zuverlässig sammeln, während kleine suspendierte Partikel überfangen werden. Vergleichende Untersuchungen mit driftenden und verankerten Fallen im Frühjahr 1989 und Herbst 1990 in der Grönlandsee zeigten jedoch relative gute Übereinstimmungen, obwohl das hydrodynamische Umfeld von driftenden und verankerten Fallen sehr unterschiedlich sein kann (Abb. A1-5). In der

kanadischen Arktis wurden von September 1989 bis September 1990 zwei, in Form und Fangfläche verschiedene Fallen unter einem driftenden Eisberg (40 m) angebracht. Bei extrem niedrigen jährlichen Flußraten (DW: etwa $1 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$; POC: $110 \text{ mg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$) lagen die Unterschiede zwischen den Fallen für alle gemessenen Variablen bei weniger als 20% (HARGRAVE et al., 1993, im Druck.)

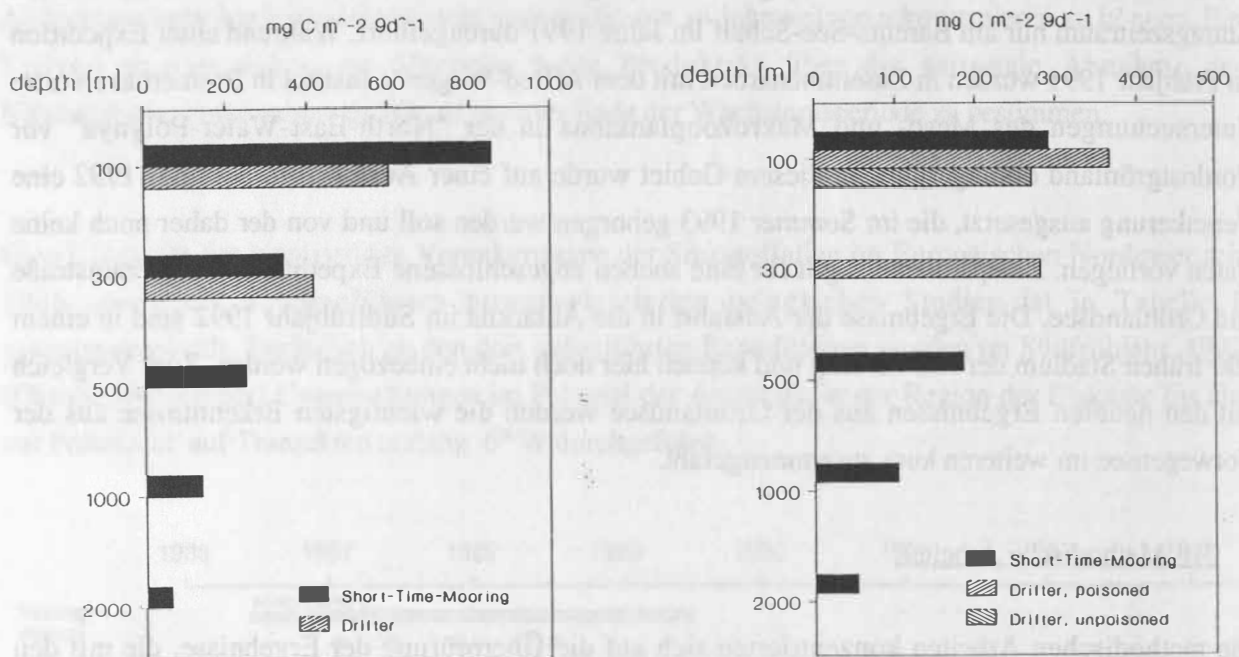


Abb. A1-5: Vergleich der Sedimentation von partikulärem organischem Kohlenstoff (POC) über einen gleichen Zeitraum ermittelt mit treibenden und verankerten Sinkstofffallen: Frühjahr 1989 (links) und Herbst 1990 (rechts). In letzterer ist zusätzlich der Vergleich zwischen Driftern in 100 m mit vergiftetem und unvergiftetem Fallenglas dargestellt (Beachte unterschiedliche Skalen im linken und rechten Teil der Abbildung).

Es gibt keine idealen Gifte oder Konservierungsmittel, die beim Fallenansatz für alle Fragestellungen verwendet werden können (LEE et al., 1992). Bei Langzeiteinsätzen ist eine Konservierung bzw. Vergiftung der Proben jedoch unverzichtbar, um den mikrobiellen Abbau in den Fallengläsern zu unterbinden und aktiv eindringendes Zooplankton abzutöten. Diese sogenannten "Swimmer" stellen ein besonderes Problem bei Partikelflußmessungen dar (LEE et al., 1988). Diese Organismen können die Partikelflußergebnisse verfälschen, wenn Bruchstücke von ihnen in den Proben zurückbleiben. Das Problem der "Swimmer" stellt sich besonders in Fallen, die flacher als 500 m eingesetzt werden. In größeren Wassertiefen finden sich erheblich weniger Zooplankter in den Proben. In unseren Untersuchungen verwenden wir Quecksilberchlorid, das die mikrobielle Aktivität relativ gut unterbindet, "Swimmer" tötet (LEE et al., 1992) und mit keiner der von uns am Fallenmaterial durchgeführten Analysen interferiert.

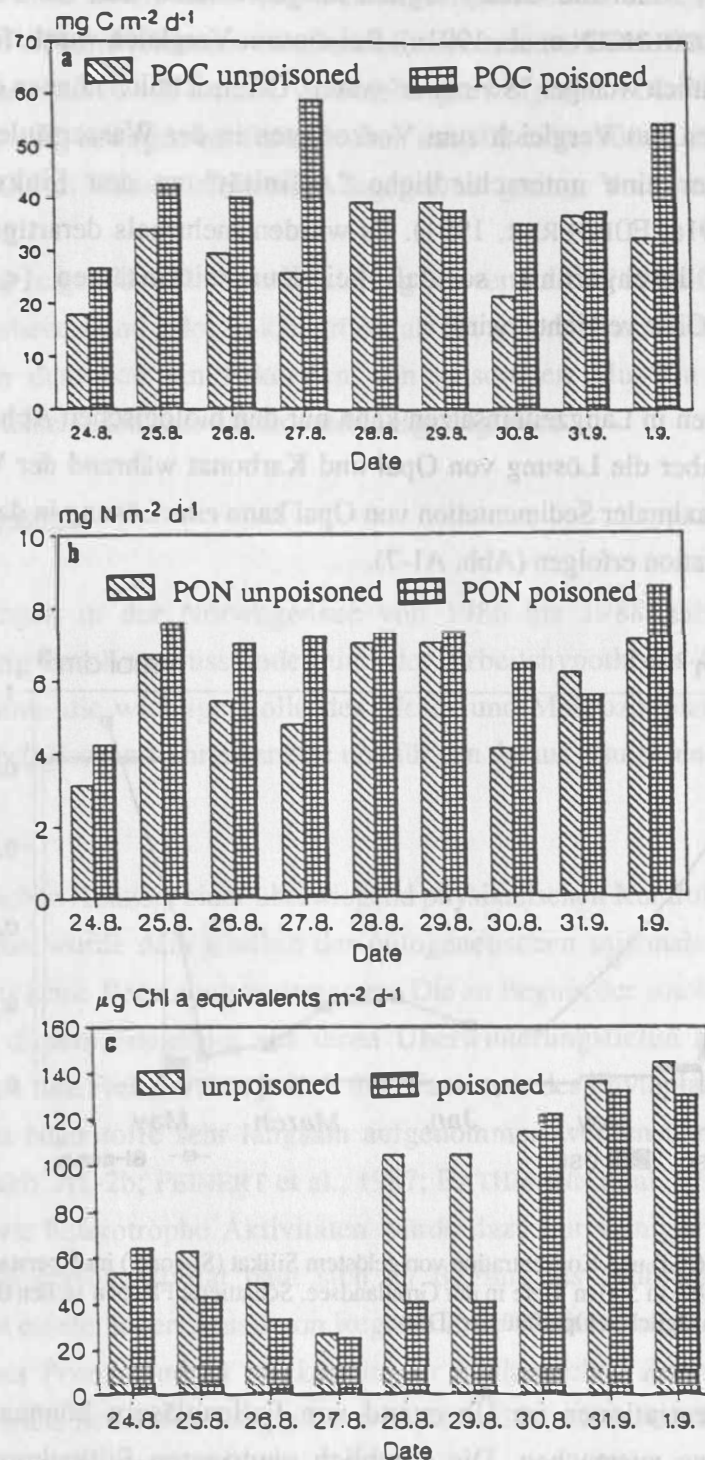


Abb. A1-6: Tägliche Sedimentationsraten von partikulärem organischen Kohlenstoff (POC; oben) und b) Stickstoff (PON; Mitte), sowie c) von Chl a-Äquivalenten (unten) in vergifteten und un vergifteten Drifterproben. Die Drifter wurden im Herbst 1990 in 100 m Tiefe in der Grönlandsee eingesetzt.

Ein Vergleich zwischen vergifteten und unvergifteten Proben von driftenden Fallen ist in Abb. A1-6 dargestellt. Es zeigte sich ein geringer Unterschied zwischen den Fangmengen in vergiftetem und unvergiftetem Fallenglas, wenn die Gläser täglich ausgewechselt und die Proben umgehend aufgearbeitet wurden (V.BODUNGEN et al., 1991a). Bei diesem Vergleich wurde festgestellt, daß in unvergifteten Fallen wesentlich weniger "Swimmer" waren. Offensichtlich können diese Zooplankter die Fallen wieder verlassen. Im Vergleich zum Vorkommen in der Wassersäule zeigte sich, daß verschiedene Zooplankter eine unterschiedliche "Affinität" zu den Sinkstoffallen haben (V.BODUNGEN et al., 1991a; FÜRDERER, 1991). Es wurden mehrmals derartige Vergleiche mit ähnlichen Ergebnissen durchgeführt, so daß bei Kurzzeiteinsätzen (< 2 Tagen) auf Konservierungsmittel und Gifte verzichtet wird.

Die Verwendung von Giften in Langzeiteinsätzen kann nur den biologischen Abbau der Partikel in den Fallengläsern, nicht aber die Lösung von Opal und Karbonat während der Verankerungszeit unterbinden. In Phasen maximaler Sedimentation von Opal kann eine Lösung in den Sammelgläsern bis zur Sättigungskonzentration erfolgen (Abb. A1-7).

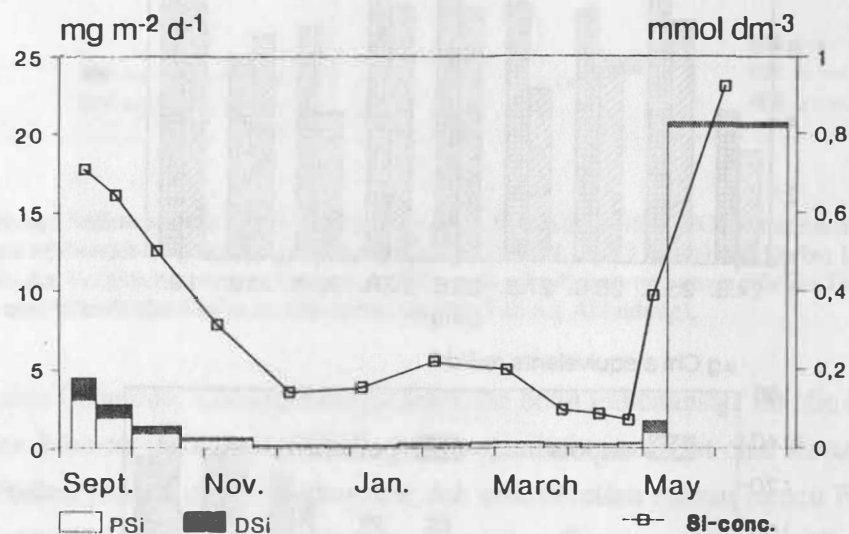


Abb. A1-7: Flußraten des Opal (PSi) und Konzentration von gelöstem Silikat (Si-conc.) im Überstand der Probengläser von September 1988 bis Juni 1989 in 500 m Tiefe in der Grönlandsee. Schattierte Flächen stellen den Anteil des in Lösung gegangenen Silikats am täglichen Opalfluß dar (DSi).

Diese sehr hohen Konzentrationen im Überstand von Fallengläsern können bis zu 4% der sedimentierten Opalmenge ausmachen. Die erheblich niedrigeren Silikatkonzentrationen der Überstände im Winter dagegen können bis zu 55% des geringen Opalflusses umfassen (V.BODUNGEN, 1991a). Messungen von gelöstem Silikat und Ammonium werden in jedem Fallenglas durchgeführt und als Korrektur zu den in Partikeln gebundenen Mengen addiert.

Für POC und Karbonat ist eine solche relativ einfache Korrektur nicht möglich. Daher wurden Abbauprobversuche mit Material aus Fallen von Kurzzeitverankerungen bei *in situ* Temperaturen durchgeführt, um eine unterschiedliche Verankerungsdauer zu simulieren. Es zeigte sich, daß Verluste an POC, PON und Karbonat im ersten Monat eintreten. Danach wurden in Experimenten bis zu 7 Monaten Dauer kaum noch weitere Veränderungen festgestellt. Die Verluste durch mikrobiellen Abbau und Kalklösung betrugen bei Fallenproben aus 100 m bis 300 m Tiefe etwa 20%. Bei Proben aus 1000 m und 3000 m Wassertiefe werden dagegen nur geringe Verluste (ca. 5%) beobachtet.

Diese Experimente zeigen, daß die Quantifizierung des vertikalen Partikelflusses mit Fehlern behaftet ist. Diese Unsicherheiten sind jedoch nicht größer als bei anderen Ratenmessungen im marinen Milieu und ermöglichen demnach ein Erkennen von saisonalen Mustern des Partikelflusses und interannuellen Unterschieden, wie weiter unten aufgezeigt wird.

3.2. Norwegensee

Die Untersuchungen in der Norwegensee von 1986 bis 1988 haben entscheidend zu der Weiterentwicklung des Kenntnisstandes und der Arbeitshypothesen beigetragen (siehe oben). Insbesondere konnte die wichtige Rolle des Meso- und Makrozooplanktons bei der saisonalen Entwicklung der pelagischen Nahrungsnetze und für den daraus resultierenden Partikelfluß aufgezeigt werden.

In dem ursprünglichen Konzept einer überwiegend physikalischen Kontrolle von Frühjahrswachstum und -sedimentation wurde dem Einfluß der ontogenetischen saisonalen Vertikalwanderung des Mesozooplanktons keine Bedeutung zugemessen. Die zu Beginn der autotrophen Wachstumsperiode (März/April) in diesem Seegebiet aus ihren Überwinterungstiefen aufsteigenden Copepoden kontrollieren durch ihre Freßaktivität jedoch das Wachstum des Phytoplanktons bereits im Frühjahr, so daß die neuen Nährstoffe sehr langsam aufgenommen werden und die Vorräte erst im Juli erschöpft sind (Abb. A1-2b; PEINERT et al., 1987; BATHMANN et al., 1990b). Eine Frühjahrsblüte ohne nennenswerte heterotrophe Aktivitäten würde dazu nur weniger als 3 Wochen benötigen. Infolge der Zooplanktonaktivität baut sich zu Beginn des Frühjahrs bereits ein komplexes Nahrungsnetz mit einem hohen Anteil von Regenerierter Produktion an der Gesamtproduktion auf. Dadurch wird das Primärprodukt effektiv in der euphotischen Zone zurückgehalten und der ursprünglich erwartete Sedimentationspuls von Phytodetritus mit hohem Diatomeengehalt bleibt aus (PEINERT et al., 1989, BATHMANN et al., 1990a).

Die von den Copepoden produzierten Kotballen haben eine potentielle Sinkgeschwindigkeit von >100 m pro Tag und die einhüllende peritrophe Membran verlangsamt den bakteriellen Abbau erheblich. Kotballen galten daher neben Aggregaten (marine snow) als wichtigstes Transportmedium für den vertikalen Partikelfluß (FOWLER & KNAUER, 1986). Unsere Untersuchungen haben diese

Vorstellung stark differenziert. Copepodenkotballen waren stets nur unwesentlich am Partikelfluß beteiligt, besonders wenn hohe Bestandsdichten dieser Organismen im Pelagial während des Frühjahres beobachtet wurden, und es stellte sich die Frage nach den steuernden Mechanismen. Um die Sedimentation der im Pelagial in großen Zahlen produzierten Kotballen zu verhindern, kamen nur die Copepoden selber in Frage (BATHMANN et al., 1987). Dazu durchgeführte Laborexperimente zeigten, daß das Zooplankton selbst durch Prozesse wie Coprophagie (=Reingestion der Kotballen), Coprorhexie (=Zerkleinerung) und Coprochalie (=Volumenvergrößerung) zur Retention der Kotballeninhaltsstoffe in der Oberflächenschicht beiträgt (LAMPITT et al., 1990; NOJI, 1991; NOJI et al., 1991, VOSS, 1991a). Diese experimentellen Beobachtungen wurden dadurch bestätigt, daß ein markanter Sedimentationspuls von Kotballen erst dann erfolgte, als die Effizienz dieser Retention durch das saisonale Abwandern der Copepoden zur Überwinterung in größere Wassertiefen (500-700 m) vermindert wurde (BATHMANN et al., 1990b).

Nach den Copepoden übernehmen Pteropoden saisonal eine wichtige Kontrollfunktion im Pelagial. Ihre großen schleimigen Nahrungsvelen werden häufig abgeworfen und stellen einen Nucleus für schnell sinkende Aggregate dar (BATHMANN et al., 1991). Das saisonale Maximum des Karbonatflusses ist im August/September mit dem Absterben und der Sedimentation der Pteropoden zu beobachten (BATHMANN et al., 1991).

Das zeitliche Muster und die Zusammensetzung des vertikalen Partikelflusses werden somit entscheidend durch biologische Kontrollmechanismen geprägt. Das jahreszeitliche Maximum des gesamten Partikelflusses und auch der Elemente POC und PON wird von Juni bis August beobachtet. Es wird durch Abwandern der Copepoden und die Aktivität der Pteropoden von Jahr zu Jahr unterschiedlich stark beeinflusst. Der Opalfluß ist insgesamt gering und weist nur eine schwache Saisonalität auf.

Die jährliche Menge des vertikalen Partikelexportes aus den oberen 500 m der Wassersäule zeigt starke Schwankungen (Tab. A1-2). Dabei wurde auch beobachtet, daß sich das saisonale Muster verschieben kann. Es kann neben dem Sommermaximum ein weiteres im Frühjahr (April) auftreten. Neben dem POC und PON zeigt in solchen Jahren auch das Opal, überwiegend durch Diatomeen geprägt, ein sehr deutliches Signal. Es wird vermutet, daß die Kontrolle des Phytoplanktons durch das Zooplankton im Frühjahr starker interannueller Variabilität unterliegt und daß in Jahren mit geringerer Zooplanktonabundanz eine klassische Frühjahrsblüte von Diatomeen auftreten kann und daß Teile dieser Blüte dann sedimentieren (V.BODUNGEN et al., 1991b). In den meisten Jahren scheint dies jedoch nicht der Fall zu sein, und im Mittel der Jahre zeigt der vertikale Partikelfluß eine unimodale Verteilung (Abb. A1-8).

Jahresintegral des vertikalen Partikelflusses (g m^{-2})

	DW	CO ₃	PSi	POC	PON
	1986/87				
500 m	29.77	13.03	0.55	2.95	0.44
1000 m	12.49	7.23	0.30	1.81	0.16
3000 m	34.43	16.81	0.81	3.28	0.19
	1987/88				
500 m	33.78	12.67	1.22	4.48	0.67
1000 m	15.41	7.36	0.25	1.73	0.26
3000 m	49.01	27.11	1.33	3.48	0.29
	1988/89				
500 m	26.12	11.39	0.48	3.31	0.34
1000 m	26.23	11.45	0.57	3.06	0.31
3000 m	60.32	14.48	0.58	3.93	0.32

Errechnete Jahresintegrale der Resuspensionsraten in 3000 m Tiefe (g m^{-2})

	DW	CO ₃	PSi	POC	PON
	1986/87				
	21.94	9.58	0.51	1.47	0.03
	1987/88				
	33.61	19.75	1.08	1.75	0.03
	1988/89				
	34.02	3.03	0.01	0.87	0.01

C/N Verhältnisse (atomar)

Primärer Fluß		7.9 - 13.2
Resuspendierter Fluß		57 - 101
Sediment Oberfläche		12 - 13

Tabelle A1-2: Jährliche Flußraten des Trockengewichts der sedimentierten Substanz (DW), des Kalziumkarbonats (CaCO₃), des biogenen partikulären Silikats (PSi), des partikulären organischen Kohlenstoffs (POC) und Stickstoffs (PON) von 1986-1989 in drei Tiefen der Norwegensee. Der obere Teil stellt die mit Fallen gemessenen Flußraten dar. Zur Abschätzung des advektierten/resuspendierten Materials in 3000 m Tiefe (mittlerer Teil der Tabelle) wurden die Flußraten in 1000 m von denen in 3000 m subtrahiert. Unter der Annahme, daß der vertikale Fluß zwischen 1000 und 3000 m abnimmt, stellt dies eine Minimalbestimmung der Resuspension dar. Im unteren Teil der Tabelle sind die molaren C/N-Verhältnisse der organischen Substanz für den primären vertikalen Fluß in 1000 m, den errechneten suspendierten Fluß und für die Sedimentoberfläche angegeben.

Die Bedeutung der biologischen Kontrolle des Sedimentationsgeschehens in der Norwegensee kommt ebenfalls in Ergebnissen von Untersuchungen des stabilen Stickstoffisotopes ¹⁵N an Sinkstoffen und den pelagischen Ausgangssubstanzen zum Ausdruck (VOSS, 1991). Von Juni bis August erreicht isotopisch stark angereichertes Material (bezogen auf das Nitrat in der Oberflächenschicht mit einem $\delta^{15}\text{N}$ von ca. 8‰) große Wassertiefen von 3000 m, woraus Sinkgeschwindigkeiten der sedimentierten Partikel von mehr als 80 m pro Tag abgeleitet werden können. Laborexperimente zeigten, daß das ¹⁵N-Isotop in den Kotballen der Copepoden entgegen

der Theorie nicht angereichert wird. Nach dem oben beschriebenen Szenario handelt es sich demnach bei den Fallenproben aus dieser Zeit der maximalen Sedimentation um mehrfach in der euphotischen Zone rezirkuliertes Material. Da es jedoch isotopisch leichter als das Nitrat ist, muß es vor dem vollständigen Verbrauch der Nährsalzvorräte produziert und abgesunken sein (VOSS, 1991b).

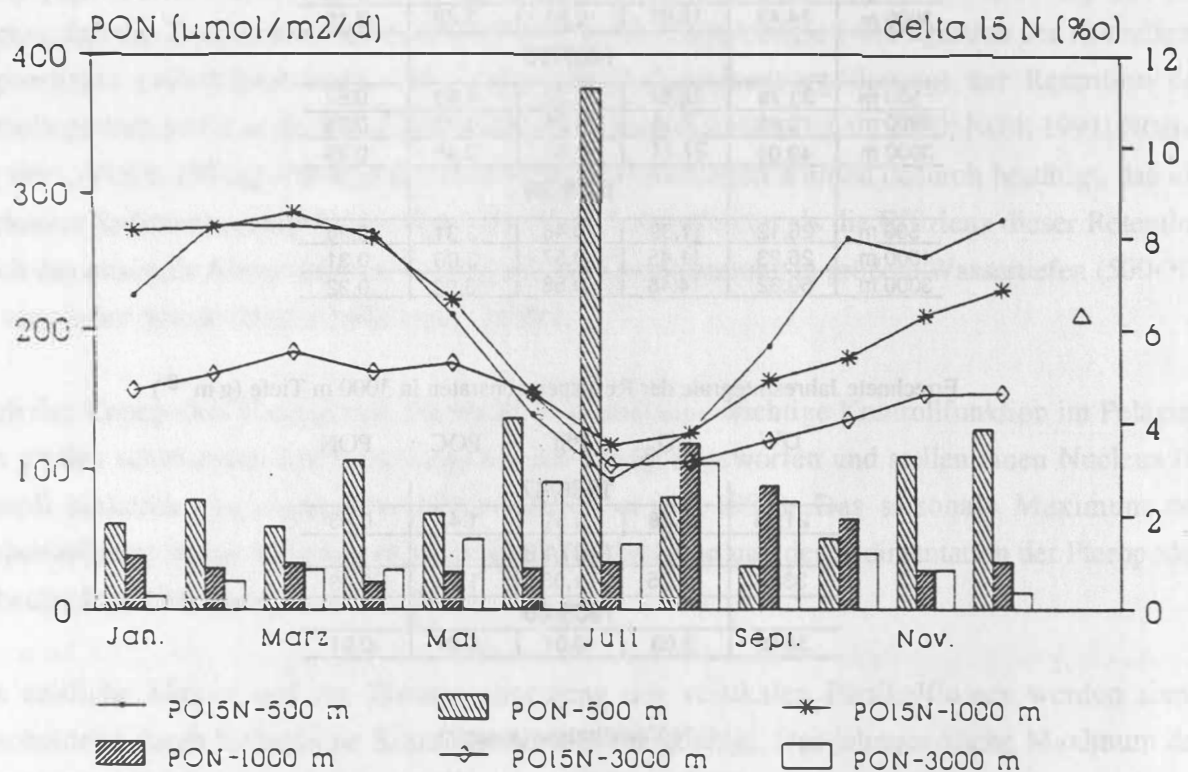


Abb. A1-8: Monatsmittel des vertikalen Flusses von partikulärem organischen Stickstoff (PON) und des ^{15}N -Gehaltes des sinkenden Materials in der Norwegischen See (1987 - 1989) in 500 m, 1000 m und 3000 m Tiefe. Die Falle in 3000 m Tiefe war 300 m über dem Meeresboden eingesetzt.

Parallel dazu läuft die Sedimentation der für Prymnesiophyceen typischen Alkenone ($\text{C}_{37:3}$, $\text{C}_{37:2}$), die allerdings nur am Fallenmaterial von 1991/1992 gemessen wurden. Von Juni bis August erfolgt eine deutliche Zunahme in der tiefsten Falle. Da *Phaeocystis pouchetii* bei unseren Untersuchungen bisher nicht in der Norwegensee gefunden wurde, muß es sich hierbei ausschließlich um Coccolithophoriden handeln, die in Aggregaten und/oder in Kotballen eingebunden abgesunken sind (THOMSEN in Vorbereitung).

Für die Nahrungszufuhr zum Benthos und die Sedimentbildung scheinen in der Norwegensee Resuspension und lateraler Transport von den Hängen des Beckens von großer Bedeutung zu sein. Dies ist daraus zu schließen, daß Fallen in 3000 m Tiefe erheblich größere Partikelmengen als in 1000 m Tiefe eingesetzte sammelten (Abb. A1-8 und Tab. A1-2). WALSH et al. (1988) postulierten aus ähnlichen Befunden in anderen Seegebieten die Klasse der sogenannten "rebound particles", die direkt nach dem Erreichen der Sedimentoberfläche wieder aufgewirbelt werden und somit noch die

gleiche Zusammensetzung wie die sinkenden Partikel aufweisen. Das Isotopensignal und die Höhe des Flusses in die Falle in 3000 m scheinen einen solchen Prozeß für den Zeitraum Juni bis August zu bestätigen (Abb. A1-8). Im Jahresmittel hat das resuspendierte Material jedoch eine wesentlich andere Zusammensetzung als die sinkenden Partikel und die der Sedimentoberfläche (Tab. A1-2). Eine direkte Aufwirbelung vom Sediment und ein Transport in die Falle 300 m über dem Meeresboden ist daher unwahrscheinlich, zumal bei den vorherrschenden bodennahen Strömungen mit Geschwindigkeiten von maximal 15 cm/sec Partikel nur bis ca. 30 m in die Wassersäule gewirbelt werden können (GARDNER, 1989). Ein lateraler advektiver Transport mit Trübungsschichten, die sich vom Kontinentalhang ablösen, ist daher die wahrscheinlichere Ursache (V.BODUNGEN, 1991a). Die im Jahresmittel hohen C/N-Verhältnisse (Tab. A1-2) deuten dabei auf stark abgebautes Material hin.

3.3 Grönlandsee

Im Jan Mayen Strom, dem südlichen Teil des zyklonischen Grönlandseewirbels, wurden neben der saisonalen Aufnahme biologischer und abiotischer Variablen auf den Ausfahrten im Spätf Frühjahr 1989 und im Herbst 1990 intensive pelagische Studien in der Nähe der Position der Langzeitverankerung durchgeführt.

Das Seegebiet zwischen 72-73 ° N und 7-12 ° W, in dem die Untersuchungen stattfanden, ist in den Wintermonaten eisbedeckt. Im Frühjahr ist die Eisbedeckung sehr variabel. Aus Satellitenaufnahmen geht hervor, daß das Areal schon Anfang Februar eisfrei sein kann, danach aber wieder eine zeitlich variable, dichte Packeisbedeckung aufweist (RAMSEIER, pers. Mitt.). Im August 1988 und im Juni/Juli 1989 wurden unsere Arbeiten durch große Packeisfelder in der Region stark behindert. Im September 1990 wurden Salzgehalte um 30 psu angetroffen, wobei die Packeisgrenze etwa 50 sm westlich unseres Untersuchungsareals lag. Diese starke Aussüßung läßt auf Abschmelzen von kürzlich durch das Gebiet gedriftetem Packeis schließen.

Das ausgewählte Areal ist somit typisch für weite Teile der westlichen Grönlandsee, die mehr durch eine variable Packeisbedeckung als durch einen deutlichen saisonalen Rückzug der Eiskante durch Abschmelzen, wie zum Beispiel die Barents-See, gekennzeichnet ist. Der Unterschied zwischen der maximal und minimal eisbedeckten Fläche im Winter bzw. Sommer beträgt im längjährigen Mittel nur 20 bis 30% (SMITH, 1987).

Im Juni/Juli 1989 wurde in der Nähe der Packeisgrenze entlang einer Ost-West ausgerichteten Trajektorie treibender Sinkstofffallen neben den in Kapitel 2.1 beschriebenen Variablen zum ersten Mal die Neue Produktion durch die ¹⁵N-Tracertechnik bestimmt. Bei vorherrschenden Konzentrationen des Nitrats von 2-3 µM wurden auf engem Raum nebeneinander deutlich unterschiedliche Produktionsregime im Pelagial beobachtet, die verschiedenen Phasen der

pelagischen Systementwicklung entsprechen. In der ersten Phase war die Neue Produktion mit etwa $2 \text{ mg C m}^{-3} \text{ d}^{-1}$ gleichmäßig in der euphotischen Zone verteilt. Das f-ratio (=Verhältnis von Neuer Produktion zu Gesamtproduktion) war mit 0,2 niedrig und deutet damit auf eine vergleichsweise intensive Remineralisierung in der euphotischen Zone hin. In der zweiten Phase war das f-ratio wesentlich höher (0,4 bis 0,7) und das Maximum der Neuen Produktion ($12\text{-}46 \text{ mg C m}^{-3} \text{ d}^{-1}$) wurde in den oberen 3 m der euphotischen Zone (28 - 35 m) gefunden (KOEVE, 1992).

Diese Unterschiede in der Neuen Produktion gingen einher mit einem deutlichen Wechsel in der Zusammensetzung des Phytoplanktons. Während in der Phase niedriger Neuer Produktion die Prymnesiophyceae *Phaeocystis pouchetii* dominierte, fehlte diese Art vollständig in der zweiten Phase, in der Diatomeen vorherrschten (ARNDT, 1990). Beide Phasen unterschieden sich weder im Grazing des Mikro- noch im Grazing des Mesozooplanktons (ANTIA, 1991; ZELLER, 1990). Daher ist es unwahrscheinlich, daß durch eine mögliche Inhibierung der Nitrataufnahme durch regeneriertes Ammonium die beobachteten Unterschiede in der Neuen Produktion erklärt werden können. Wahrscheinlich wurden diese durch die kombinierten Effekte von Lichtverhältnissen und Artenzusammensetzung bedingt (KOEVE, 1992). Diese Steuerung der Neuen Produktion in den hohen Breiten unterscheidet sich deutlich von den niederen Breiten, in denen die Neue Produktion überwiegend durch die Nitratkonzentrationen im belichteten Teil der Wassersäule kontrolliert wird (EPPLEY & KOEVE, 1990; KOEVE et al., 1993).

Zum Zeitpunkt der Untersuchung waren etwa 70-80% des Nitrats, aber nur 30-50% des Silikats in der euphotischen Zone verbraucht. Eine genauere Analyse der Vertikalverteilung dieser Nährsalze im gesamten Untersuchungsgebiet läßt den Schluß zu, daß *Phaeocystis* und/oder andere Flagellaten vor den Diatomeen das Frühjahrswachstum bestimmt hatten (KOEVE, 1992). Eine solche Dominanz von Flagellaten und insbesondere von *Phaeocystis* wurde häufig im Frühjahr in der Eisrandzone beobachtet (GRADINGER & BAUMANN, 1991; SMITH et al., 1991). Die im Spätfrühjahr 1989 beobachteten Phasen stellen jedoch keine zeitliche Entwicklung des Phytoplanktons dar. Sie repräsentierten vielmehr mesoskalige Heterogenitäten in der pelagischen Entwicklung beim Übergang vom Frühjahr zum Sommer (V.BODUNGEN et al. 1990).

Der vertikale Export von partikulärer organischer Substanz aus den oberen 100 m der Wassersäule betrug für die Untersuchungszeit 16% der Neuen Produktion. Von Tag zu Tag war das Verhältnis zwischen Export und Neuer Produktion jedoch hoch variabel (Abb. A1-9). Der Export von PON war besonders hoch (PON-Sedimentation : Neue Produktion $>1 : 1$), wenn durch ein niedriges f-ratio eine hohe Regeneration angezeigt wurde. Umgekehrt war bei hohem Anteil an Neuer Produktion (f-ratio $>0,4$) der partikuläre Export sehr gering (PON-Sedimentation : Neue Produktion $<0,2$; Abb. A1-9). Hieraus kann für diese Phase geschlossen werden, daß ein großer Anteil der Neuen Produktion als gelöste organische Substanz und/oder in langsam sinkenden Partikeln akkumuliert wurde.

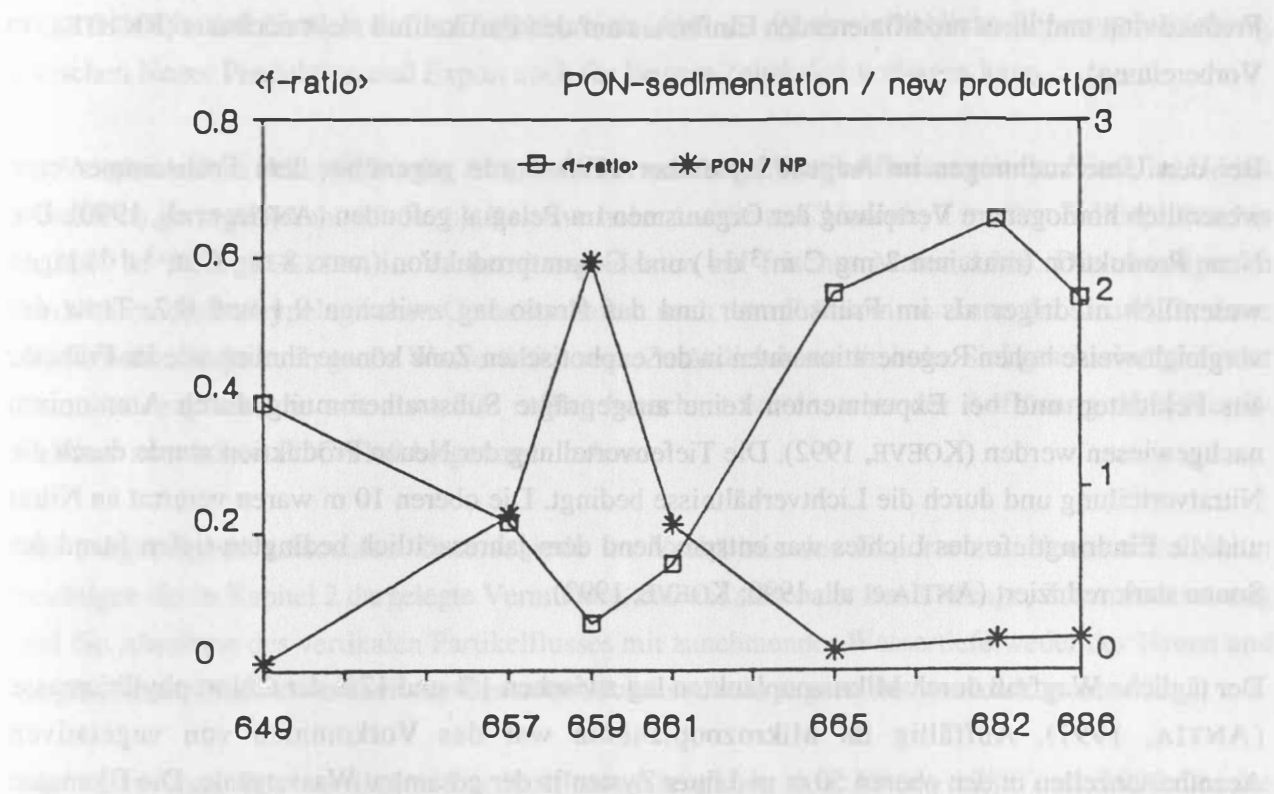


Abb. A1-9: Das f-ratio und das Verhältnis von PON-Sedimentation zu Neuer Produktion an Stationen in der Grönlandsee im Juni/Juli 1989 (PON=Partikulärer organischer Stickstoff. Die Neue Produktion wurde zur Bildung des Verhältnisses über die autotrophe Nitrataufnahme berechnet).

In der Langzeitverankerung wurde im Mai 1989 ein deutlicher Puls von Diatomeen und Radiolarien registriert (BAUERFEIND et al., 1993). Während der Untersuchungen im Juni/Juli wurden in den treibenden Fallen und der Kurzzeitverankerung (Abb. A1-5a) überwiegend Foraminiferen, Tintinnen und Kotballen gesammelt. Im Sinkstoffmaterial wurden gegenüber dem Pigment Fucoxanthin wesentlich höhere Mengen an 19'Hexanoyloxyfucoxanthin gemessen. Dieser Befund zeigt, daß erheblich mehr *Phaeocystis pouchetii* als Diatomeen in Kotballen und/oder als Phytodetritus sedimentierten. Eine Sedimentation von *Phaeocystis* wurde bisher nur von WASSMANN et al. (1990) beschrieben, und über das Schicksal der Biomassen dieser Art ist generell wenig bekannt.

Die in Abb. A1-5a dargestellte Abnahme des Partikelflusses bis 2000 m folgt exakt empirischen Beziehungen zwischen Gesamtproduktion und vertikalem Partikelfluß, wie sie von BETZER et al. (1984) und BERGER & WEFER (1990) aufgestellt wurden. Die starke Abnahme zwischen 100 m und 500 m Tiefe deutet auf einen intensiven mikrobiellen Abbau und/oder hohe Aktivität der größeren mesopelagischen Organismen hin. Vergleichende Zooplanktonuntersuchungen aus der zentralen Grönlandsee zeigen nur geringe jahreszeitliche Schwankungen in den über die oberen 3000 m integrierten Gesamtabundanzen des Mesozooplanktons. Es treten jedoch ausgeprägte saisonale Wanderungen mit z. T. erheblicher Biomasse-Verlagerung für einzelne Gruppen auf (vorwiegend *Calanus*, *Metridia* und *Pseudocalanus*). Andere Gruppen (Ostracoden und verschiedene Carnivoren Copepoden) scheinen ganzjährig spezifische Tiefenhorizonte zu bevorzugen. Eine Abschätzung ihrer

Freßaktivität und ihres modifizierenden Einflusses auf den Partikelfluß steht noch aus (RICHTER, in Vorbereitung).

Bei den Untersuchungen im August/September 1990 wurde gegenüber dem Frühsommer eine wesentlich homogenere Verteilung der Organismen im Pelagial gefunden (ANTIA et al., 1990). Die Neue Produktion (max. um $2 \text{ mg C m}^{-3} \text{ d}^{-1}$) und Gesamtproduktion (max. $8 \text{ mg C m}^{-3} \text{ d}^{-1}$) lagen wesentlich niedriger als im Frühsommer und das f-ratio lag zwischen 0,1 und 0,2. Trotz der vergleichsweise hohen Regenerationsraten in der euphotischen Zone konnte ähnlich wie im Frühjahr aus Felddaten und bei Experimenten keine ausgeprägte Substrathemmung durch Ammonium nachgewiesen werden (KOEVE, 1992). Die Tiefenverteilung der Neuen Produktion wurde durch die Nitratverteilung und durch die Lichtverhältnisse bedingt. Die oberen 10 m waren verarmt an Nitrat und die Eindringtiefe des Lichtes war entsprechend dem jahreszeitlich bedingten tiefen Stand der Sonne stark reduziert (ANTIA et al., 1990; KOEVE, 1992).

Der tägliche Wegfraß durch Mikrozooplankton lag zwischen 1% und 17% der Chlorophyllbiomasse (ANTIA, 1991). Auffällig im Mikrozooplankton war das Vorkommen von vegetativen Acantharienzellen in den oberen 50 m und ihrer Zysten in der gesamten Wassersäule. Die Biomasse der Zellen und Zysten machte nur etwa 1% des suspendierten POC in der euphotischen Zone aus. Während des neuntägigen Driftexperiments, bei dem der vertikale Partikelfluß mit treibenden Fallen und mit einer Kurzzeitverankerung aufgenommen wurde (Abb. A1-5b), trugen die Zysten der Acantharien jedoch bis zu 90% und im Mittel 55% zum täglichen vertikalen Export des POC aus den oberen 100 m der Wassersäule bei (ANTIA et al., 1993). Dieses distinkte Sedimentationsereignis konnte bis zum Meeresboden verfolgt werden. Der POC-Fluß ließ sich aber in größeren Wassertiefen nicht mehr quantitativ den Acantharien zuordnen, da deren Gehäuse aus Strontiumsulfat während der Sedimentation aufgelöst wird, wobei die maximale Lösung zwischen 500 m und 1000 m Tiefe stattfand.

Neben den Acantharien trugen auch Diatomeen wesentlich zum vertikalen Fluß bei, wie auch durch Pigmentmessungen belegt werden konnte (PEEKEN, in Vorbereitung). Bedeutende Mengen von Phaeophorbiden, Pyropheophorbid und Fucoxanthiol in den Sinkstoffen deuten darauf hin, daß ein Teil der sedimentierten Materie aus Zooplanktonkotballen stammte. Mit zunehmender Tiefe nahm der Anteil von Phaeophytin und Pyropheophytin zu, wodurch eine zunehmende Seneszenz der Algen während der Sedimentation dokumentiert wird. Karotinoide waren entgegen der Annahme, daß sie zu den stabileren Pigmenten zählen, in den tieferen Fallen kaum noch nachzuweisen.

Während der neuntägigen Untersuchungsperiode im Frühherbst betrug der vertikale Export von POC aus den oberen 100 m der Wassersäule nur etwa die Hälfte des Exportes, der während der zehntägigen Messungen im Frühsommer aufgenommen wurde (Abb. A1-5a, b). Der vertikale POC-Export betrug im Herbst jedoch 180% der Neuen Produktion (im Frühsommer nur 16%). Dieses

zeigt deutlich, daß ähnlich wie im Tagesbereich (Abb. A1-9) eine erhebliche Phasenverschiebung zwischen Neuer Produktion und Export auch für längere Zeitskalen vorliegen kann.

Im Vergleich zum Frühjahr ist die Abnahme des vertikalen Partikelflusses mit der Tiefe im Herbst wesentlich geringer (Abb. A1-5a, b). Relative hohe Anteile an Chlorophyll in allen Fallenproben bis in 2200 m Tiefe (PEEKEN, in Vorbereitung) deuten auf frisches Material hin. Die verringerten Aktivitäten der bathypelagischen Gemeinschaften nach dem Frühsommer kann der Grund für diese relativ hohen Exporte in große Wassertiefen sein. Zusätzlich kann die hohe Sinkgeschwindigkeit der Acantharienzysten, die mit etwa 200 m/Tag berechnet wurde, trotz der Auflösung der Celestit-Gehäuse zum hohen POC-Fluß beigetragen haben.

Die ausgeprägten saisonalen Unterschiede im Verhältnis des Exports zur Neuen Produktion bestätigen die in Kapitel 2 dargelegte Vermutung, daß auf saisonaler Basis Menge, Zusammensetzung und die Abnahme des vertikalen Partikelflusses mit zunehmender Wassertiefe weder der Neuen und Regenerierten Produktion noch der Gesamtproduktion direkt zugeordnet werden können.

Der Jahresgang des vertikalen Partikelflusses zeigte in den Jahren 1989 und 1990 für die Grönlandsee ein breites Maximum im Gesamtfluß und im Fluß von POC und PON, das sich von Mai bis in den Oktober erstreckte (Abb. A1-10, 11). Der Opal- und Karbonatfluß folgten dem gleichen Muster (MACHADO, in Vorbereitung). Der Anstieg der Sedimentation im Mai/Juni ist durch hohe Anteile von Diatomeen in den Sinkstoffen gekennzeichnet (Bauerfeind et al., 1993). Der Beitrag dieser Diatomeen zum POC-Fluß in 500 m Wassertiefe ist nur unvollkommen zu quantifizieren, da bis zu 50% des Schalenmaterials in den oberen 500 m der Wassersäule in Lösung geht (PUCH, 1990; V. BODUNGEN et al., 1991a; MACHADO, in Vorbereitung). Zum Ende der Wachstumsperiode im Frühherbst stellten die Diatomeen noch einmal einen bedeutenden Anteil der Sinkstoffe.

Zum Opalfluß während des Frühjahres/Frühsommers können in erheblichem Maße Radiolarien beitragen, die in großen Abundanzen an der Eiskante auftreten. Die fragilen Organismen der Gattung *Sagenoscena* bilden offensichtlich den Nukleus für die Bildung großer schleimiger Aggregate, die jedes Jahr in großen Mengen in den Sinkstoffen im Frühsommer zu finden sind. Die vorhandene Lücke in den Sinkstoffdaten im Juli/August/September 1990 (Abb. A1-10, A1-11) kam durch diese Aggregate zustande. Im Übergang vom Fallentrichter zu den Sammelgläsern verstopfte das Material die Falle und wurde durch den rotierenden Probesteller über mehrere Sammelgläser verschleppt, so daß eine Quantifizierung für diesen Zeitraum nicht möglich ist.

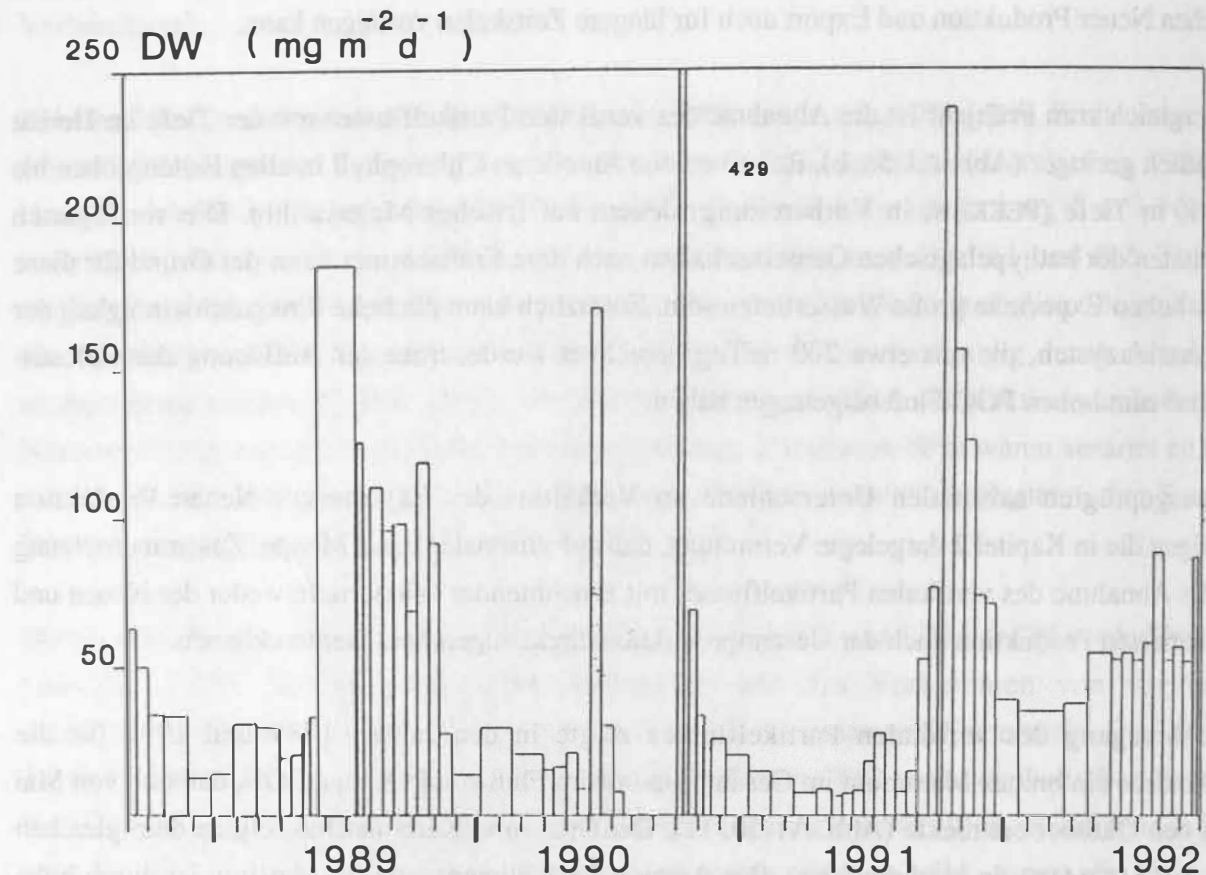


Abb. A1-10: Jahresgänge des Gesamtflusses in 500 m in der Grönlandsee von September 1988 bis September 1992.

Der Karbonatfluß von Mai bis Oktober wird durch Foraminiferen und Coccolithophoriden bestimmt. Anhand der Alkenonmessungen konnte gezeigt werden, daß die Prymnesiophyceen ab Juli in erhöhten Mengen sedimentieren. Dieses Signal ließ sich aber nicht in klarer Weise bis in größere Wassertiefen verfolgen, und das Verhältnis von C_{37:2} zu C_{37:3} zeigte wider Erwarten in der Wassersäule starke Veränderungen mit der Tiefe (THOMSEN, in Vorbereitung).

Die interannuellen Schwankungen des vertikalen Partikelflusses sind in der Grönlandsee ähnlich stark ausgebildet wie in der Norwegensee (Abb. A1-10, A1-11; Tab. A1-3). Im Jahre 1991 war die Erhöhung des Partikelflusses im Mai/Juni nur schwach ausgeprägt und im Gesamtfluß trat das Maximum erst im Oktober auf. Die Analysen von POC und PON sind noch in der Auswertung; es können für diese Parameter daher noch keine Aussagen getroffen werden. 1992 war der Gesamtfluß im Winter insgesamt höher und zeigt keinen deutlichen Anstieg zum Frühjahr (Abb. A1-10).

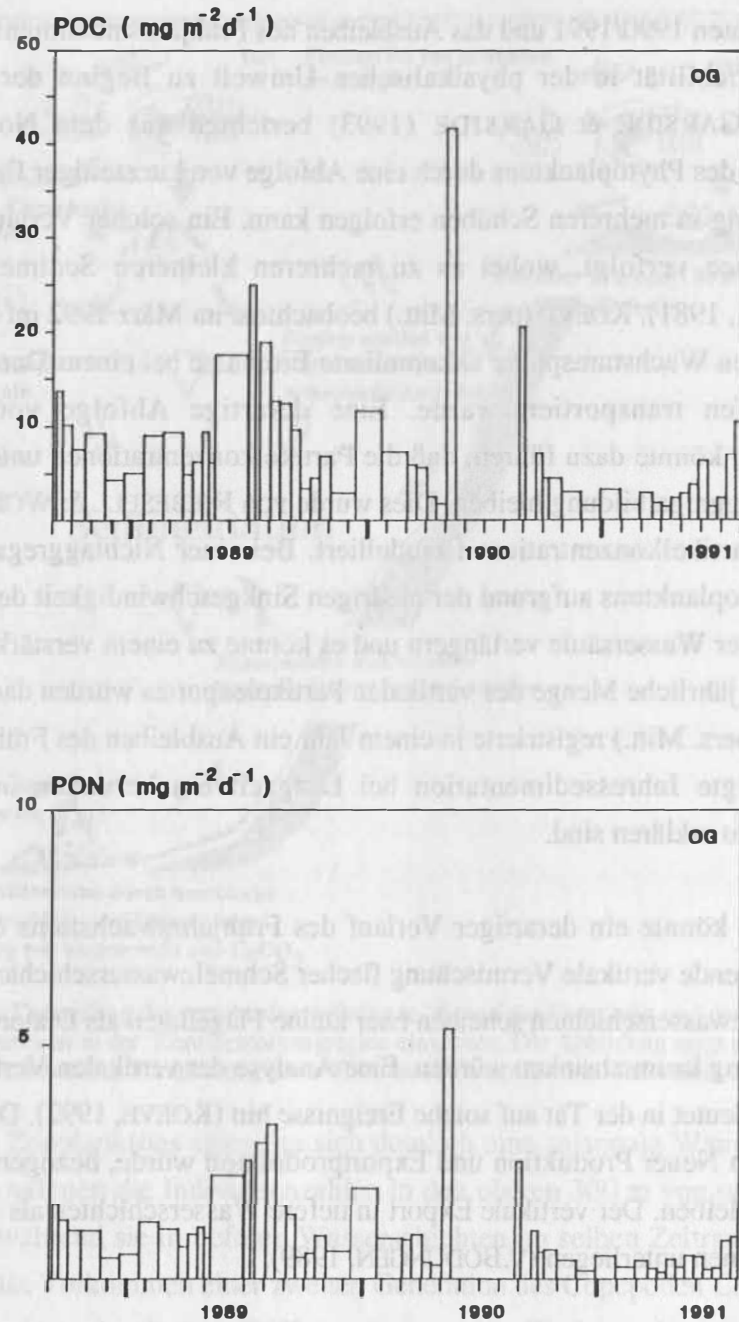


Abb. A1-11 : Jahresgänge des vertikalen Flusses von partikulärem organischen Kohlenstoff (POC) und von partikulärem organischen Stickstoff (PON) in 500 m Tiefe in der Grönlandsee von September 1988 - Juli 1991.

Zusammenfassend scheinen der Gesamtfluß, der Export von Karbonat und POC im Mittel in der Norwegensee höher als in der Grönlandsee zu sein, während das Gegenteil für den Fluß des Opals und des partikulären organischen Stickstoffes gilt. Aus den zu diesem Zeitpunkt noch nicht vollständig ausgewerteten Jahresgängen deutet sich an, daß, anders als in der Norwegensee, Resuspension die Fangmengen in den tiefen Fallen nicht zu beeinflussen scheint.

Die niedrigen Flußraten 1990/1991 und das Ausbleiben des Frühjahrsmaximums sind wahrscheinlich auf eine hohe Variabilität in der physikalischen Umwelt zu Beginn der Wachstumsperiode zurückzuführen. GARSIDE & GARSIDE (1993) berichten aus dem Nordatlantik, daß das Frühjahrswachstum des Phytoplanktons durch eine Abfolge von kurzzeitiger flacher Schichtung und tiefer Durchmischung in mehreren Schüben erfolgen kann. Ein solcher Verlauf der Frühjahrsblüte wurde in der Ostsee verfolgt, wobei es zu mehreren kleineren Sedimentationspulsen kam (V.BODUNGEN et al., 1981). KOEVE (pers. Mitt.) beobachtete im März 1992 im Nordatlantik, daß die während einer kurzen Wachstumsphase akkumulierte Biomasse bei einem Durchmischungsereignis bis in große Tiefen transportiert wurde. Eine derartige Abfolge von Wachstums- und Verdünnungsphasen könnte dazu führen, daß die Partikelkonzentrationen unterhalb der kritischen Schwelle für eine Aggregatbildung bleiben. Dies wurde von RIEBESELL & WOLF-GLADROW (1992) für verschiedene Partikelkonzentrationen modelliert. Bei einer Nichtaggregation würde sich der Aufenthalt des Phytoplanktons aufgrund der niedrigen Sinkgeschwindigkeit der einzelnen Zellen in den oberen 500 m der Wassersäule verlängern und es könnte zu einem verstärkten Abbau kommen. Das Muster und die jährliche Menge des vertikalen Partikelexportes würden dadurch stark verändert werden. LAMPITT (pers. Mitt.) registrierte in einem Jahr ein Ausbleiben des Frühjahrsmaximums und eine stark erniedrigte Jahressedimentation bei Langzeitverankerungen im Nordatlantik, die möglicherweise so zu erklären sind.

In der Grönlandsee könnte ein derartiger Verlauf des Frühjahrswachstums durch die mehrfache Entstehung und folgende vertikale Vermischung flacher Schmelzwasserschichten bewirkt werden. In den flachen Schmelzwasserschichten scheinen eher kleine Flagellaten als Diatomeen zu wachsen, die nach der Vermischung kaum absinken würden. Eine Analyse der vertikalen Verteilung der Nährsalze im späten Frühjahr deutet in der Tat auf solche Ereignisse hin (KOEVE, 1992). Die eingangs erwähnte Beziehung zwischen Neuer Produktion und Exportproduktion würde, bezogen auf die euphotische Zone, dabei gültig bleiben. Der vertikale Export in tiefere Wasserschichten als 500 m könnte jedoch erheblichen Variationen unterliegen (V.BODUNGEN, 1989).

3.4. Barents-See Schelf

Die drei Ausfahrten im Winter, Frühjahr und Sommer in die Region des Barents-See-Kontinentalhanges bei 75°N, 12°E dienten der Aufnahme der Zooplanktonbestände, Experimenten zur Nahrungsbiologie ausgewählter Organismen, sowie Messungen des vertikalen Partikelflusses mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung. Das saisonal in die hochproduktiven Zonen der Schelfkanten einwandernde Zooplankton spielt eine besondere Rolle beim Transport von Materie zwischen Schelfmeer und Ozeanbecken (WALSH, 1989). Die Produktion von Kotballen durch verschiedene Zooplankter und deren Schicksal (Abb. A1-12), sowie laterale Transportprozesse vom Schelf in das Tiefseebecken standen daher im Mittelpunkt der Untersuchungen.

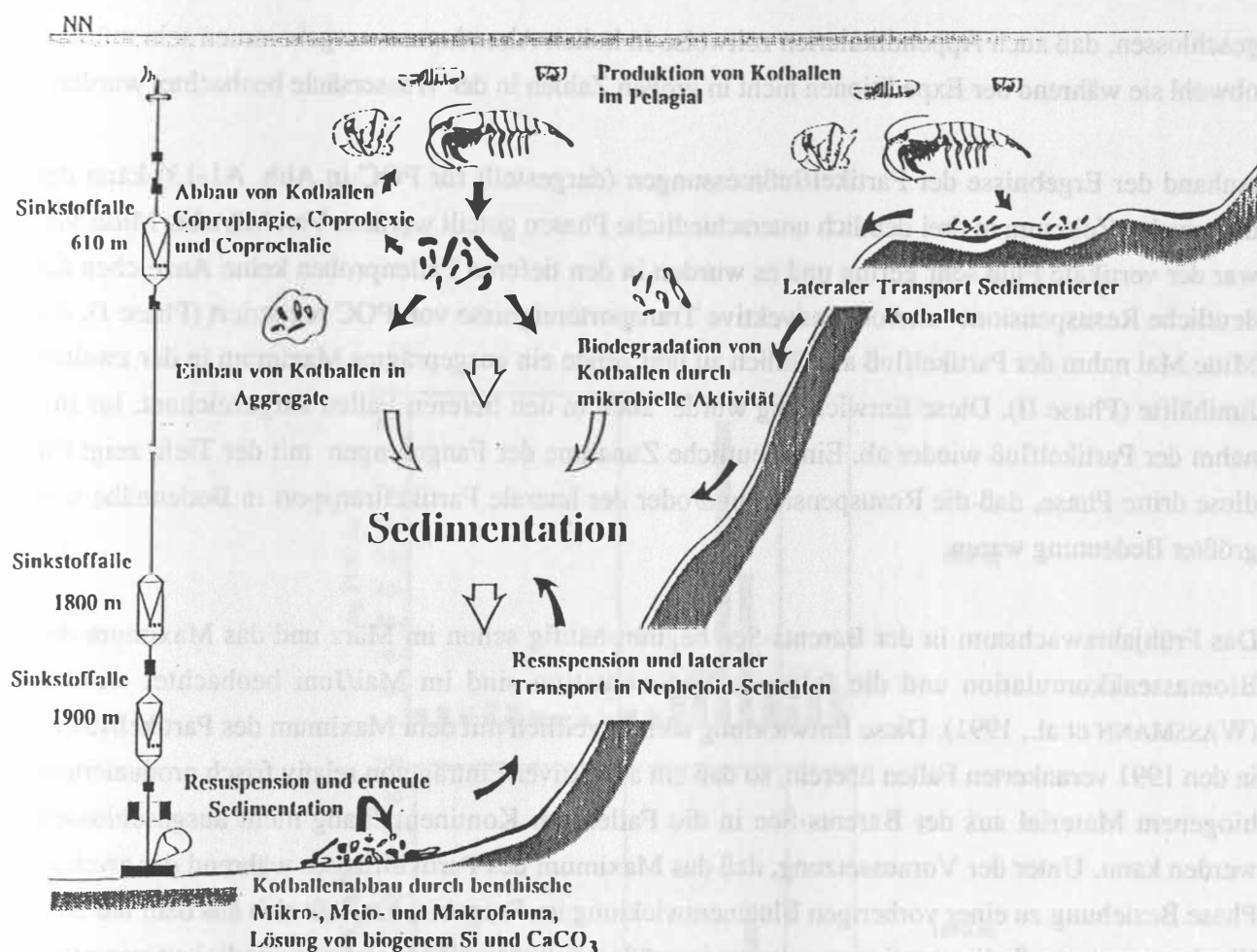


Abb. A1-12: Schematische Darstellung der verschiedenen Prozesse, die auf die Verteilung und das Schicksal der Kotballen des Mesozooplanktons in der Kontinentalhangregion einwirken. Die Abbildung zeigt außerdem die Tiefenpositionierung der Fallen in der Verankerung etwa 40 sm westlich der 2000 m Tiefenlinie der Barents-See.

In der Abundanz des Zooplanktons spiegelte sich deutlich eine saisonale Wanderung wider. Vom Winter zum Frühjahr nahmen die Individuenzahlen in den oberen 300 m von weniger als $6/\text{m}^3$ auf mehr als $900/\text{m}^3$ zu, während sie in tieferen Wasserschichten im selben Zeitraum stark abnahmen. Zum Sommer hin ist das Vorkommen einer zweiten Generation des Copepoden *Calanus finmarchicus* zu beobachten, mit einer deutlichen Differenzierung des Tiefenvorkommens verschiedener Entwicklungsstadien. Obwohl *C. finmarchicus* durch einen einjährigen Lebenszyklus charakterisiert ist, kann es bei diesem Copepoden bei günstigem Nahrungsangebot zur Entwicklung einer zweiten Generation kommen (DIEL, 1991). Der Lipidgehalt der herbivoren Zooplankter nahm vom Winter zum Frühjahr stark ab, und erst im Sommer, vor der Überwinterungspause, wurden wieder verstärkt Lipide aufgebaut. Bei den Fütterungsversuchen wurde keine eindeutige Abhängigkeit der Respirationsrate von der Menge der verfügbaren Nahrung ermittelt (ZELLER, in Vorbereitung).

Die Copepoden *Calanus finmarchicus*, *C. glacialis*, *C. hyperboreus*, *Metridia longa*, Arten der Gattungen *Euchaeta* und *Themisto*, sowie Ostracoden und Chaetognathen waren die häufigsten Vertreter im Zooplankton. Aus den in Sinkstoffproben gefundenen Kotballen wurde jedoch

geschlossen, daß auch Appendikularien zeitweise in hohen Abundanzen vorgekommen sein müssen, obwohl sie während der Expeditionen nicht in großen Zahlen in der Wassersäule beobachtet wurden.

Anhand der Ergebnisse der Partikelflußmessungen (dargestellt für POC in Abb. A1-13) kann der untersuchte Zeitraum in drei deutlich unterschiedliche Phasen geteilt werden: Von März bis Mitte Mai war der vertikale Fluß sehr gering und es wurden in den tieferen Fallenproben keine Anzeichen für deutliche Resuspensions- und/oder advective Transportereignisse von POC registriert (Phase I). Ab Mitte Mai nahm der Partikelfluß allmählich zu und zeigte ein ausgeprägtes Maximum in der zweiten Junihälfte (Phase II). Diese Entwicklung wurde auch in den tieferen Fallen aufgezeichnet. Im Juli nahm der Partikelfluß wieder ab. Eine deutliche Zunahme der Fangmengen mit der Tiefe zeigt für diese dritte Phase, daß die Resuspension und/oder der laterale Partikeltransport in Bodennähe von größter Bedeutung waren.

Das Frühjahrswachstum in der Barents-See beginnt häufig schon im März und das Maximum der Biomasseakkumulation und die folgende Sedimentation sind im Mai/Juni beobachtet worden (WASSMANN et al., 1991). Diese Entwicklung stimmt zeitlich mit dem Maximum des Partikelflusses in den 1991 verankerten Fallen überein, so daß ein advectiver Eintrag von relativ frisch produziertem biogenem Material aus der Barents-See in die Fallen am Kontinentalhang nicht ausgeschlossen werden kann. Unter der Voraussetzung, daß das Maximum des Partikelflusses während der zweiten Phase Beziehung zu einer vorherigen Blütenentwicklung im Seegebiet hat, läßt sich aus dem um eine Woche versetzten Sedimentationsmaximum in größeren Tiefen eine Sinkgeschwindigkeit von etwa 200 m/Tag für einen Teil der Partikel postulieren. Diese Annahme scheint gerechtfertigt, da Pigmentanalysen der Sinkstoffe aus dieser Zeit einen hohen Gehalt an Chlorophyll a, c1 und c2, Fucoxanthin, Diadinoxanthin und Alloxanthin ergaben (PEEKEN, in Vorbereitung). Die in der Wassersäule suspendierten Partikel wiesen zu dieser Zeit eine identische Pigmentzusammensetzung auf. Die Sinkstoffe der zweiten Phase repräsentieren daher relativ frisches Material, während in der ersten und dritten Phase sehr viel stärker abgebauter Phytodetritus sedimentierte.

Kotballen von Appendikularien, Euphausiaceen, Ostracoden und Copepoden trugen erheblich zum vertikalen Partikelfluß bei (Abb. A1-14; ZELLER, in Vorbereitung). In allen Einsattiefen der Sinkstoffallen fiel das Maximum der in Kotballen sedimentierten Kohlenstoffmengen in die zweite Phase. Die höheren Flußraten in den unteren Fallen können durch Freßaktivitäten im Wasserkörper unterhalb von 600 m bewirkt worden sein. Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, daß Kotballen auch zusammen mit hangabwärts transportiertem resuspendierten Material in die tieferen Fallen gelangt sind.

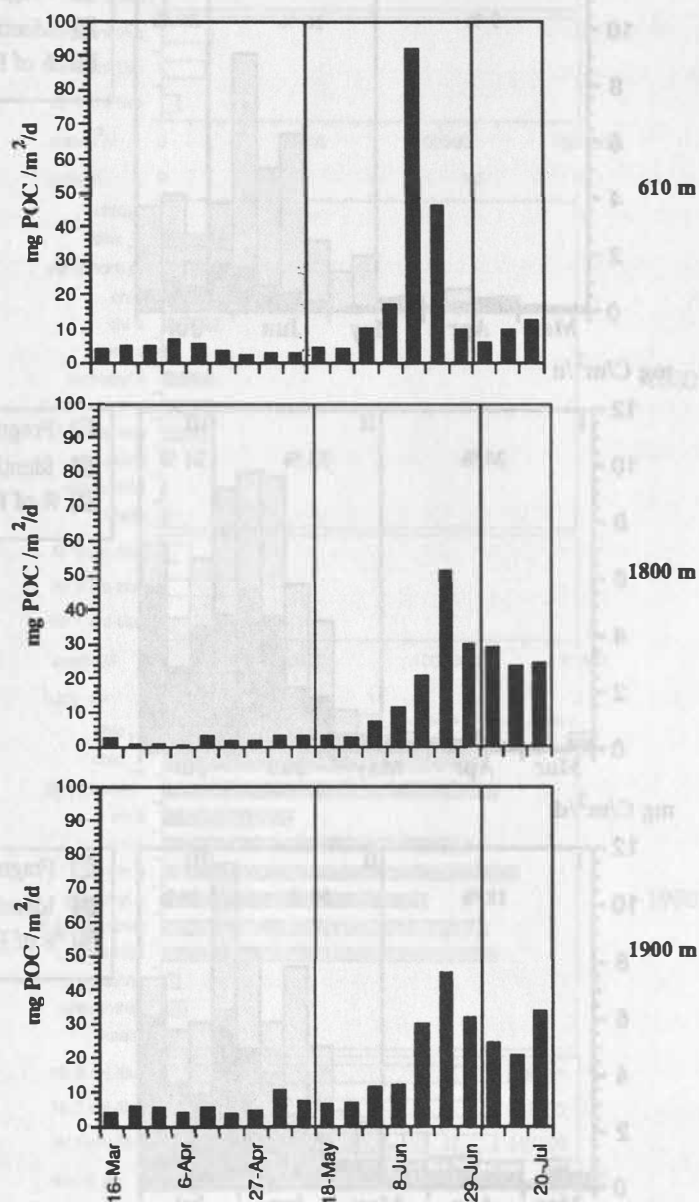


Abb. A1-13: Der vertikale Fluß von partikulärem organischen Kohlenstoff (POC) von März - Juli 1991 in 610 m, in 1800 m und in 1900 m Tiefe am Hang der Barents-See bei einer Wassertiefe von 2000 m. Die senkrechten Linien kennzeichnen 3 verschiedene Phasen des Partikelflusses.

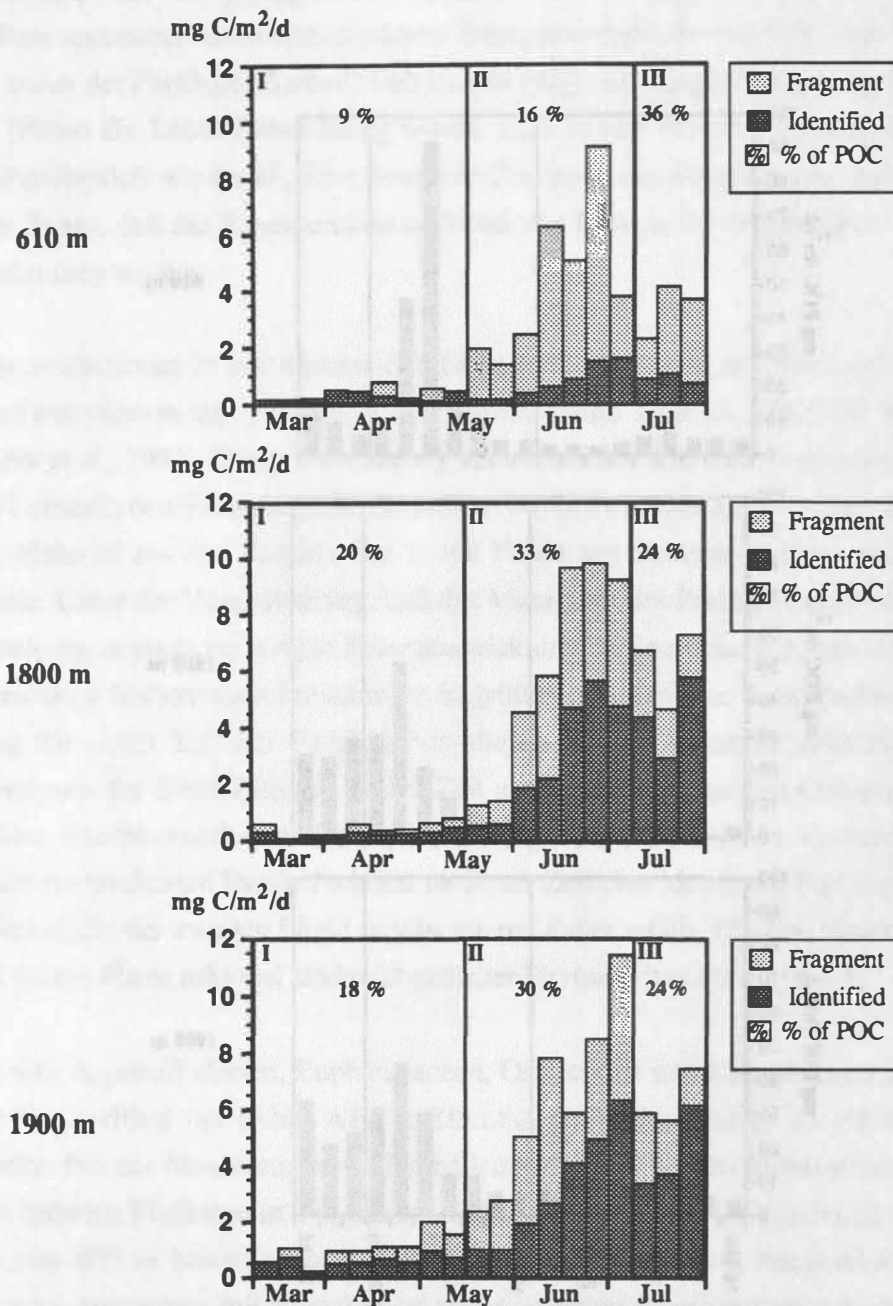


Abb. A1-14: Der vertikale Fluß von in Kotballen gebundenem Kohlenstoff in 610 m, 1800 m und 1900 m. Der FPC (fecal pellet carbon) -Fluß wurde aus intakten Kotballen und Fragmenten bestimmt. Angegeben ist zusätzlich der prozentuale Beitrag des FPC-Flusses zum gesamten Kohlenstofffluß.

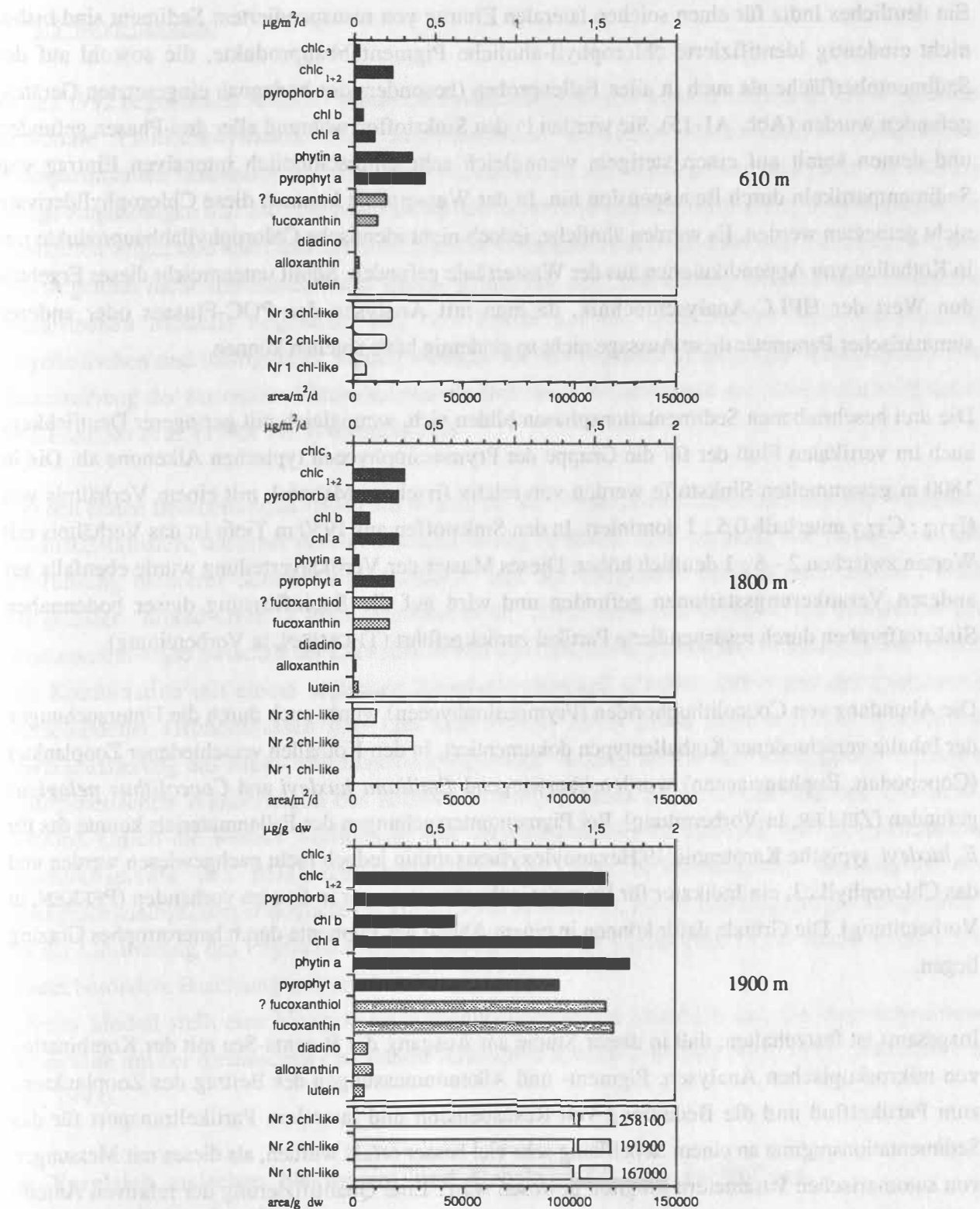


Abb. A1-15: Die Pigmentzusammensetzung im sedimentierten Material in den Fallen am Kontinentalhang der Barents-See in 610 m, 1800 m und 1900 m im Fangintervall vom 13. bis 20. Juli 1991. Die hohen Mengen der chlorophyll-ähnlichen Abbauprodukte insbesondere in der tiefsten Falle ("Nr 1-3 Chl-like"; unterer Teil der Graphik), die auch auf der Sedimentoberfläche, aber nicht in der Wassersäule registriert wurden, zeigen die Aufwirbelung von Partikeln im Sediment an.

Ein deutliches Indiz für einen solchen lateralen Eintrag von resuspendiertem Sediment sind bisher nicht eindeutig identifizierte chlorophyll-ähnliche Pigmentabbauprodukte, die sowohl auf der Sedimentoberfläche als auch in allen Fallenproben (besonders des bodennah eingesetzten Gerätes) gefunden wurden (Abb. A1-15). Sie wurden in den Sinkstoffen während aller drei Phasen gefunden und deuten somit auf einen stetigen, wenngleich sehr unterschiedlich intensiven Eintrag von Sedimentpartikeln durch Resuspension hin. In der Wassersäule konnten diese Chlorophyllderivate nicht gemessen werden. Es wurden ähnliche, jedoch nicht identische Chlorophyllabbauprodukte nur in Kotballen von Appendikularien aus der Wassersäule gefunden. Somit unterstreicht dieses Ergebnis den Wert der HPLC-Analysentechnik, da man mit Analysen des POC-Flusses oder anderer summarischer Parameter diese Aussage nicht so eindeutig hätte ableiten können.

Die drei beschriebenen Sedimentationsphasen bilden sich, wenngleich mit geringerer Deutlichkeit, auch im vertikalen Fluß der für die Gruppe der Prymnesiophyceen typischen Alkenone ab. Die in 1800 m gesammelten Sinkstoffe werden von relativ frischem Material, mit einem Verhältnis von $C_{37:2} : C_{37:3}$ unterhalb 0,5 : 1 dominiert. In den Sinkstoffen aus 1950 m Tiefe ist das Verhältnis mit Werten zwischen 2 - 6 : 1 deutlich höher. Dieses Muster der Vertikalverteilung wurde ebenfalls auf anderen Verankerungsstationen gefunden und wird auf die Beeinflussung dieser bodennahen Sinkstoffproben durch resuspendierte Partikel zurückgeführt (THOMSEN, in Vorbereitung).

Die Abundanz von Coccolithophoriden (Prymnesiophyceen) wurde auch durch die Untersuchungen der Inhalte verschiedener Kotballentypen dokumentiert. In den Kotballen verschiedener Zooplankter (Copepoden, Euphausiaceen) wurden überwiegend *Emiliana huxleyi* und *Coccolithus pelagicus* gefunden (ZELLER, in Vorbereitung). Bei Pigmentuntersuchungen des Fallenmaterials konnte das für *E. huxleyi* typische Karotenoid 19'-Hexanoyloxyfucoxanthin jedoch nicht nachgewiesen werden und das Chlorophyll c3, ein Indikator für Prymnesiophyceen, war nur in Spuren vorhanden (PEEKEN, in Vorbereitung). Die Gründe dafür können in einem Abbau der Pigmente durch heterotrophes Grazing liegen.

Insgesamt ist festzuhalten, daß in dieser Studie am Ausgang der Barents-See mit der Kombination von mikroskopischen Analysen, Pigment- und Alkenonmessungen der Beitrag des Zooplanktons zum Partikelfluß und die Bedeutung von Resuspension und lateralem Partikeltransport für das Sedimentationsregime an einem Schelfhang sehr viel besser erfaßt wurden, als dieses mit Messungen von summarischen Parametern möglich gewesen wäre. Eine Quantifizierung der relativen Anteile wird in der weiteren Datenauswertung angestrebt. Ebenfalls muß überprüft werden, wie diese Ergebnisse rezenter Prozesse in die Interpretation paläontologischer Befunde einbezogen werden können. Dies gilt insbesondere für die Anwendung des Verhältnisses gesättigter zu ungesättigter Alkenone für die Rekonstruktion der Paläotemperatur (PRAHL UND WAKEHAM, 1987), die ebenfalls noch für das Nordmeer der Überprüfung bedarf.

3.5 Modellansätze

In den 1992 begonnenen Arbeiten wurde ein existierendes Modell von FASHAM et al. (1990), das die saisonale Planktodynamik über Stickstoffflüsse zwischen verschiedenen pelagischen Kompartimenten beschreibt, auf seine Anwendbarkeit für die Norwegensee analysiert. Es wurden einige Anpassungen u.a. zur Parametrisierung der Licht-Photosynthese Beziehung vorgenommen. In Testläufen zeigte sich aber, daß das Modell in der vorliegenden Konfiguration die Felddaten aus der Norwegensee nicht simulieren kann. Daher wurde mit der Entwicklung eines eindimensionalen numerischen Modells begonnen, mit dem besser auf die spezifischen meteorologischen, physikalischen und biologischen Steuergrößen in der Norwegensee eingegangen werden kann. Die Beschreibung der saisonalen Planktodynamik über die Kompartimente des Stickstoffs wird dabei von FASHAM et al. (1990; 1993) übernommen.

Bei den ersten Bearbeitungsschritten am Modell für die Norwegensee haben sich mehrere Variablen herauskristallisiert, die einer neuen Parametrisierung bedürfen. Eine vertikale Auflösung durch die Einführung mehrerer Schichten (1D-Modell) und die Integration zeitlich und räumlich hoch aufgelöster "mixed-layer"-Tiefen (MARRA et al., 1992) soll einer verbesserten Simulation der Austauschprozesse zwischen der Deckschicht und den tieferen Bereichen des Pelagials dienen. Durch die Kombination mit einem separaten Zooplanktonmodell (FROST, 1987) und der Einführung verschiedener Größenklassen (COLEEN UND FIELD, 1991) sowie einer teilweise veränderten Parametrisierung des Meso- und Makrozooplanktons, werden die für die Norwegensee typischen ontogenetischen Wanderungen des herbivoren Zooplanktons besser erfaßt (BATHMANN et al., 1990b). Durch die weitere Einführung von verschiedenen Größenklassen für alle partikulären Kompartimente des pelagischen Systems wird eine differenziertere Simulation der Sinkgeschwindigkeiten ermöglicht (WASSMANN & SLAGSTAD, 1993). Die ausgeprägte Saisonalität in der Limitierung des Phytoplanktonwachstums durch das Lichtregime (SAKSHAUG et al., 1991) findet besondere Beachtung in dem Modell.

Dieses Modell stellt eine Vorstufe zu beckenübergreifenden Modellen dar, die biogeochemische Kreisläufe mit der ozeanischen Zirkulation verknüpfen können (FASHAM et al., 1993; SARMIENTO et al., 1993).

4. Vergleich zwischen Norwegen- und Grönlandsee: Ein vorläufiges zusammenfassendes Resümee

In der Norwegensee und der Grönlandsee wurden pelagische Prozesse und ihr Bezug zum vertikalen Partikelfluß untersucht. Dazu wurden Langzeitverankerungen mit Sinkstofffallen eingesetzt und intensive Studien zu pelagischen Prozessen in ausgewählten Jahreszeiten durchgeführt. Tabelle A1-3

vergleicht beide Seegebiete in Bezug auf produktionsbiologische und hydrographische Charakteristika.

Die Norwegensee wird durch eine etwa 500 m mächtige Deckschicht von Wasser atlantischer Herkunft geprägt, während im Untersuchungsgebiet der Grönlandsee eine ca. 150 m starke Deckschicht polaren Wassers zu finden ist. Da beide Untersuchungsgebiete auf ungefähr derselben geographischen Breite liegen, ist der Jahresgang der Sonneneinstrahlung ähnlich, ebenso wie die Menge der während des Winters akkumulierenden Nährsalze, die dem Phytoplankton im Frühjahr zur Primärproduktion zur Verfügung steht. Beide Seegebiete unterscheiden sich jedoch deutlich in Bezug auf die physikalisch-hydrographischen Voraussetzungen der Primärproduktion. In der Norwegensee entwickelt sich eine saisonale Thermokline in der für temperierte Breiten typischen Art, während in der Grönlandsee mit dem Beginn der Eisschmelze eine flache haline Schichtung entsteht. Dieser Prozeß ist wesentlich variabler in Raum und Zeit als die Ausbildung der saisonalen Deckschicht in der Norwegensee.

Die Frühjahrsentwicklung des Phytoplanktons in der Norwegensee unterliegt einer starken Kontrolle durch heterotrophe Organismen. Der entscheidende Steuermechanismus ist die ontogenetische Vertikalwanderung der herbivoren Copepoden (dominiert von *Calanus finmarchicus*), die im Frühjahr aus größeren Wassertiefen in die Deckschicht aufsteigen und einen starken Freßdruck bereits zu Beginn des autotrophen Wachstums auf die Primärproduzenten ausüben (BATHMANN et al., 1990a). Nach dem Abwandern dieser Organismen in ihre Überwinterungstiefen im Sommer bleibt die pelagische Steuerung des vertikalen Partikelflusses mit der sich anschließenden saisonalen Entwicklung von Pteropoden unter starker biologischer Kontrolle. Neue und Regenerierte Produktion treten in der Norwegensee parallel auf und sind wenig geeignet, das saisonale Muster des vertikalen Partikelflusses zu erklären.

Die interannuelle Variabilität in saisonalem Muster und Menge des vertikalen Partikelflusses in diesem Seegebiet wird in erster Linie von Unterschieden in der Entwicklung der Grazerpopulationen vor Ort kontrolliert. Unterschiede in der lateralen Advektion von Populationen mit dem atlantisch geprägten Norwegenstrom zwischen verschiedenen Jahren können ebenfalls dazu beitragen (WASSMANN et al., 1991). Weiter kann eine Variabilität im Zirkulationssystem des Europäischen Nordmeeres auf längeren Zeitskalen interannuelle Schwankungen überlagern. Es wird postuliert, daß der Rückgang der isländischen Heringspopulation Beziehung zu solchen langfristigen Veränderungen hat und daß es dadurch zu einer verstärkten Kontrolle des Phytoplanktonwachstums durch Copepoden kommen kann (WASSMANN et al., 1991).

**GRÖNLANDSEE****NORWEGENSEE**

geographische Position:	72 - 73°N; 6 - 10°W	70°N; 00°E
Wassertiefe:	≥ 2500 m	≥ 3400 m
Herkunft des Wassers:	polar (0 - 150 m Tiefe)	atlantisch (0 - 500 m Tiefe)
Salzgehalt:	< 34.4 psu	35.01 psu
Temperatur:	< 0 - max. 5°C	3 - 12°C
Eisbedeckung:	zeitweise (Dez. - April)	ganzjährig eisfrei
Nährsalzkonzentration im Winter:	12.8 µM	12.6 µM
Gesamtproduktion:	ca. 85 g C/m ² /a	ca. 90 g C/m ² /a
Neue Produktion:	27 g C/m ² /a	21 - 29 g C/m ² /a

Tabelle A1-3: Hydrographische und produktionsbiologische Charakteristika der untersuchten Seegebiete.

In der Grönlandsee hingegen scheint die Variabilität im vertikalen Partikelfluß primär durch physikalisch-hydrographische Effekte, wie Eisschmelze, Vermischungsereignisse und treibende Packeisfelder beeinflußt zu sein (KOEVE, 1992). Trotz dieser grundlegenden Unterschiede ergaben Berechnungen der Gesamtprimärproduktion, die auf über 20 Messungen zu verschiedenen Jahreszeiten basieren, für beide Seegebiete annähernd gleiche Werte. Dasselbe trifft für die Neue Produktion zu, die aus den saisonalen Veränderungen in den vertikalen Nitratprofilen berechnet wurde (Tab. A1-4). Das saisonale Sedimentationsmuster in beiden Seegebieten ist jedoch, bezogen auf den Jahresgang der Neuen Produktion sehr unterschiedlich. In der Grönlandsee fallen 97% der jährlichen Neuen Produktion in die Zeit bis Mitte Juli, während über 40% des jährlichen Exports durch Sedimentation aus der euphotischen Zone erst nach dieser Phase stattfindet. Für den Export in größere Tiefen unterhalb 500 m sind es sogar fast 60%. Dieses läßt vermuten, daß der Abbau von organischer Substanz unterhalb der euphotischen Zone in der Grönlandsee nach dem Frühjahr stark abnimmt. In der Norwegensee ist das Geschehen zeitlich wesentlich gleichmäßiger verteilt. 60 bis 70% der jährlichen Neuen Produktion hat hier bis zum August stattgefunden. Im gleichen Zeitraum sedimentieren etwa 50 bis 60% der gesamten Jahresmenge aus der euphotischen Zone und dies gilt

im Gegensatz zur Grönlandsee ebenfalls für größere Tiefen als 500 m. Die starke Kontrolle des autotrophen Wachstums durch herbivore Organismen scheint in der Norwegensee zu einer stärkeren zeitlichen Koppelung von Neuer Produktion und Export zu führen. Der Abbau organischer Substanz unterhalb der euphotischen Zone scheint hier gleichmäßiger über das Jahr als in der Grönlandsee zu verlaufen (KOEVE, 1992).

Im Mittel über die dreijährigen Messungen sind der gesamte Partikelfluß, der Fluß von Karbonat und von POC in der Grönlandsee geringer als in der Norwegensee. Die Flüsse von Opal und PON hingegen sind in der Grönlandsee höher (Tab. A1-2, -4).

Jahresintegral des vertikalen Partikelflusses (g m^{-2})

	DW	CO ₃	PSi	POC	PON
	1988/89				
500 m	22.79	8.56	2.39	3.81	0.50
1000 m	10.50	3.30	1.20	1.30	0.20
2200 m	12.96		0.43	0.33	0.04
	1989/90				
500 m	21.26	8.67	1.81	3.69	0.56
1000 m	10.49	2.61	1.12	1.41	0.22
2200 m					
	1990/91				
500 m	12.31	2.30	0.59	1.07	0.13
1000 m	10.19	1.57	0.51	0.75	0.10
2200 m	9.44	2.77	0.42	0.36	0.04

Tabelle A1-4: Jährliche Raten des Gesamtflusses (Trockengewicht; DW), des Flusses von Kalziumkarbonat (CaCO₃), partikulärem biogenen Silikat (PSi), partikulärem organischen Kohlenstoff (POC) und Stickstoff (PON) von September 1988 bis September 1991 in der Grönlandsee in 500 m, 1000 m und 2200 m Wassertiefe. Für 1989/90 liegen wegen eines Fallendefektes für 2200 m keine Jahreswerte vor.

In dem mehr physikalisch kontrollierten System der Grönlandsee ist die klassische Sedimentation von Diatomeen im Frühjahr sehr viel ausgeprägter als in der Norwegensee, wo bei stärkerer Kontrolle durch Grazer mehr Karbonat sedimentiert. Diese Ergebnisse deuten darauf hin, daß aus einer identischen Gesamtproduktion und auch Neuen Produktion des Phytoplanktons sehr wohl unterschiedliche vertikale Partikelflüsse in Bezug auf Menge, Zusammensetzung und saisonale Muster resultieren können. Die Auswertung weiterer Jahresgänge der Sedimentation muß jedoch abgewartet werden, um diese Aussage zu festigen. Bereits jetzt ist jedoch offensichtlich, daß Langzeituntersuchungen unerlässlich sind, um regionale Unterschiede im vertikalen Partikelfluß und ihrer pelagischen Steuermechanismen zu dokumentieren.

5. Literaturverzeichnis

- ANTIA, A.N. (1991): Microzooplankton in the pelagic food web of the East Greenland Sea and its role in sedimentation processes. - Ber. Sonderforsch. 313, Nr. 33, 101 pp.
- ANTIA, A.N., BAUERFEIND, E., V. BODUNGEN, B. & ZELLER, U. (1993): Abundance, encystment and sedimentation of acantharia during autumn 1990 in the East Greenland Sea. - J. Plankton Res., 15, 99-114.
- ANTIA, A.N. & 15 andere (1990): The pelagic system and vertical particle flux during autumn in the Greenland Sea, Jan Mayen Current. - Ber. Sonderforsch. 313, Nr. 26, 54 pp.
- ARNDT, K. (1990): Verbreitung, Produktion und Sedimentation von Diatomeen in der Grönlandsee. - Diplomarbeit, 84 pp., Universität Kiel.
- BATHMANN, U.V. (1988): Mass occurrence of *Salpa fusiformis* in the spring of 1984 of Ireland: implications for sedimentation processes. - Mar. Biol., 97, 127-135.
- BATHMANN, U.V., NOJI, T.T. & V. BODUNGEN, B. (1991): Sedimentation of pteropods in the Norwegian Sea in autumn. - Deep-Sea Res., 38, 1341-1360.
- BATHMANN, U.V., NOJI, T.T. & V. BODUNGEN, B. (1990 a): Copepod grazing in late winter in the Norwegian Sea - a factor in the control of spring phytoplankton growth? - Mar. Ecol. Prog. Ser., 60, 225-233.
- BATHMANN, U.V., PEINERT, R., NOJI, T.T. & V. BODUNGEN, B. (1990 b): Pelagic origin and fate of sedimenting particles in the Norwegian Sea. - Progr. Oceanogr., 24, 117-125.
- BATHMANN, U.V., NOJI, T.T., VOSS, M. & PEINERT, R. (1987): Copepod fecal pellets: abundance, sedimentation and content at a permanent station in the Norwegian Sea in May/June 1986. - Mar. Ecol. Prog. Ser., 38, 45-51.
- BAUERFEIND, E., V. BODUNGEN, B., ARNDT, K. & KOEVE, W. (1993): Particle flux and composition of sedimenting matter in the Greenland Sea. - J. Mar. Syst., resubmitted after review.
- BETZER, P.R., SHAWERS, W.J., LAWS, E.A., WINN, C.D., DI TULLIO, G.R. & KROOPNICK, P.M. (1984): Primary productivity and particle fluxes on a transect of the equator at 153°W in the Pacific Ocean. - Deep-Sea Res., 31, 1-11.
- BERGER, W.M. & WEFER, G. (1990): Export production: seasonality and intermittency, and paleoceanographic implications. - Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol., 89, 245-254.
- BILLET, D.S.M., LAMPITT, R.S., RICE, A.L. & MANTOURA, R.F.C. (1983): Seasonal sedimentation of phytoplankton to the deep-sea benthos. - Nature, 302, 520-522.
- V. BODUNGEN, B. (1989): Pelagische Primärproduktion und vertikaler Partikelfluß im Ozean. - Habilitationsschrift, 158 pp., Universität Kiel.
- V. BODUNGEN, B. (1986): Phytoplankton growth and krill grazing during spring in the Bransfield Strait, Antarctica - Implications from sediment trap collections. - Polar Biol., 6, 153-160.

- V. BODUNGEN, B., BATHMANN, U., VOß, M. & WUNSCH, M. (1991 a): Vertical particle flux in the Norwegian Sea - Resuspension and interannual variability. - in: P. WASSMANN, A.S. HEISKANEN, O. LINDAHL (Hrsg.) Sediment Trap Studies in the Nordic Countries 2, 116-136, Nurmijärvi (Nurmi Print Oy).
- v. BODUNGEN, B., WUNSCH, M. & FÜRDERER, H. (1991 b): Sampling and analysis of suspended and sinking particles in the northern North Atlantic. - in: D.C. HURD, D.W. SPENCER (Hrsg.) Marine Particles: analysis and characterization, 47-56, Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., 63.
- v. BODUNGEN, B., BAUERFEIND, E., KOEVE, W. & ZEITZSCHEL, B. (1990): Plankton development and vertical particle flux in June/July 1989 in the south western Greenland Sea. - EOS, 70, 213.
- v. BODUNGEN, B., FISCHER, G., NÖTHIG, E.-M. & WEFER, G. (1987): Sedimentation of krill faeces during spring development of phytoplankton in the Bransfield Strait, Antarctica. - in: E.T. DEGENS, S. HONJO, E. IZDAR (Hrsg.) Particle flux in the ocean, 243-257, Mitt. Geol.-Paläont. Inst. der Universität Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderband 62.
- v. BODUNGEN, B., v. BRÖCKEL, K., SMETACEK, V. & ZEITZSCHEL, B. (1981): Growth and sedimentation of the phytoplankton spring bloom in the Bornholm Sea (Baltic Sea). - Kieler Meeresforsch., Sdh. 5, 49-60.
- BOCK, I. (1990): Bestand und Sedimentation von planktischen Foraminiferen im Europäischen Nordmeer. - Diplomarbeit, 73 pp., Universität Kiel.
- BUESSELER, K.O. (1991): Do upper-ocean sediment traps provide an accurate record of particle flux? - Nature, 353, 420-423.
- COLEEN, L. M. & FIELD, J. G. (1991): The size-based dynamics of plankton food webs. 1. A simulation model of carbon and nitrogen flows. - J. Plankton Res., 13, 1003-1038.
- DIEL, S. (1991): Zur Lebensgeschichte dominanter Copepodenarten (*Calanus finmarchicus*, *C. glacialis*, *C. hyperboreus*, *Metridia longa*) in der Framstraße. - Ber. Polarforsch., 88, 113 pp.
- EPPLEY, R.W. (1989): New Production: history, methods, problems. - in: W.M. BERGER, V.S. SMETACEK, G. WEFER (Hrsg.) Productivity in the Ocean: present and past, 85-97, Chichester (John Wiley & Sons).
- EPPLEY, R.W. & KOEVE, W. (1990): Nitrate use by plankton in the eastern subtropical North Atlantic, March - April 1989. - Limnol. Oceanogr., 35, 1781-1788.
- FASHAM, M.J.R., SARMIENTO, J.L., SLATER, R.D., DUCKLOW, H.W. & WILLIAMS, R. (1993): Ecosystem behaviour at Bermuda Station S and Ocean Weather Ship India: a GCM model and observational analysis. - Global Biogeochem. Cycles, in press.
- FASHAM, M.J.R., DUCKLOW, H.W. & McKELVIE, S.M. (1990): A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer. - J. Mar. Res., 48, 591-639.
- FOWLER, S.W. & KNAUER, G.A. (1986): Role of large particles in the transport of elements and organic compounds through the ocean water column. - Prog. Oceanogr., 16, 147-194.

- FROST, B.W. (1987): Grazing control of phytoplankton stock in the open subarctic Pacific Ocean: a model assessing the role of mesozooplankton, particularly the large calanoid copepods, *Neocalanus* spp. - Mar. Ecol. Prog. Ser., 39, 49-68.
- FÜRDERER, H. (1991): Zooplankton in Sinkstoffallen in Beziehung zur vertikalen Verteilung im Europäischen Nordmeer. - Diplomarbeit, 73 pp., Universität Kiel.
- GARDNER, W.D. (1989): Baltimore Canyon as a modern conduit of sediment to the deep sea. - Deep-Sea Res., 36, 323-358.
- GARSIDE, C. & GARSIDE, J.C. (1993): The "f-ratio" on 20°W during the North Atlantic Bloom Experiment. - Deep-Sea Res., 40, 75-90.
- GRADINGER, R. & BAUMANN, M.E.M. (1991): Distribution of phytoplankton communities in relation to the large scale hydrographical regime in the Fram Strait. - Mar. Biol., 111, 311-321.
- HARGRAVE, B.T., v. BODUNGEN, B., STOFFYN-EGLI, P. & MUCHE, P. (1993): Seasonal variability in particle sedimentation under permanent ice cover in the Arctic Ocean. - Cont. Shelf Res., in press.
- HASSAN, M. (1991): Die Exsudation des Phytoplanktons in der westlichen Grönlandsee. - Diplomarbeit, 112 pp., Universität Kiel.
- HUMBORG, C. (1991): Experimentelle Untersuchungen zum Umsatz von Phosphor und Stickstoff in natürlichen Planktongemeinschaften. - Diplomarbeit, 107 pp., Universität Kiel.
- KIRCHMAN, D.L., SUZUKI, Y., GARSIDE, C. & DUCKLOW, H.W. (1991): High turnover rates of dissolved organic carbon during a spring phytoplankton bloom. - Nature, 352, 612-614.
- KOEVE, W. (1992): New production of phytoplankton in the tropical and subarctic North Atlantic. - Dissertation, 98 pp., Universität Kiel.
- KOEVE, W., EPPLEY, R.W., PODEWSKI, S. & ZEITZSCHEL, B. (1993): An unexpected nitrate distribution in the tropical North Atlantic at 18°N, 30°W - implications for new production. - Deep-Sea Res., 40, 521-536.
- LAMPITT, R.S., HILLIER, W.R. & CHALLENGOR, P.G. (1993): Seasonal and diel variation in the open ocean concentration of marine snow aggregates. - Nature, 362, 737-739.
- LAMPITT, R.S., NOJI, T.T. & v. BODUNGEN, B. (1990): What happens to zooplankton faecal pellets? Implications for material flux. - Mar. Biol., 104, 15-23.
- LEE, C., HEDGES, J.I., WAKEHAM, S.G. & ZHU, N. (1992): Effectiveness of various treatments in retarding microbial activity in sediment trap material and their effect on the collection of swimmers. - Limnol. Oceanogr., 37, 117-130.
- LEE, C., WAKEHAM, S.G. & HEDGES, J.I. (1988): The measurement of oceanic particle flux - are swimmers a problem? - Oceanography, 1, 34-36.
- LEGENDRE, L. & GOSSELIN, M. (1989): New production and export of organic matter to the deep ocean: consequences of some recent discoveries. - Limnol. Oceanogr., 34, 1374-1380.

- LEGENDRE, L. & LE FÈVRE (1989): Hydrodynamical singularities as controls of recycled versus export production in oceans. - in: W.M. BERGER, V.S. SMETACEK, G. WEFER (Hrsg.) Productivity in the Ocean: Present and Past, 49-63, Chichester (John Wiley & Sons).
- MACHADO, E.: Der Silikatkreislauf im Nördlichen Nordatlantik. - Dissertation, in Vorbereitung, Universität Kiel.
- MARRA, J., DICKY, T., CHAMBERLIN, W.S., HO, C., GRANATA, T., KIEFER, D.A., LANGDON, C., SMITH, R., BAKER, K., BIDIGARE, R. & HAMILTON, M. (1992): Estimation of seasonal primary production from moored optical sensors in the Sargasso Sea. - J. Geophys. Res., 97, 7399-7412.
- NOJI, T.T. (1991): The influence of macrozooplankton on vertical particle flux. - Sarsia, 76, 1-9.
- NOJI, T.T., ESTEP, K.W., MACINTYRE, F. & NORRIBIN, F. (1991): Image analysis of fecal material grazed upon by three species of copepods: evidence for coprorhexy, coprophagy and coprochaly. - J. mar. biol. Ass. U.K., 71, 465-480.
- PEEKEN, I.: Modifikation von Markerpigmenten im pelagischen Nahrungsnetz des Europäischen Nordmeeres und ihre Abbildung im vertikalen Partikelfluß. - Dissertation, in Vorbereitung, Universität Kiel.
- PEINERT, R., v. BODUNGEN, B. & SMETACEK, V.S. (1989): Food web structure and loss rate. - in: W.M. BERGER, V.S. SMETACEK, G. WEFER (Hrsg.) Productivity in the Ocean: Present and Past, 35-48, Chichester (John Wiley & Sons).
- PEINERT, R., BATHMANN, U.V., v. BODUNGEN, B. & NOJI, T.T. (1987): The impact of grazing on spring growth and sedimentation in the Norwegian Current. - in: E.T. DEGENS, S. HONJO, E. IZDAR (Hrsg.) Particle flux in the ocean, 149-164, Mitt. Geol.-Paläont. Inst. der Universität Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderband 62.
- PRAHL, F.G. & WAKEHAM, S.G. (1987): Calibration of unsaturation patterns in long chain ketone compositions for palaeotemperature assessments. - Nature, 330, 367-369.
- PUCH, M. (1990): Zum Silikathaushalt des Pelagials im Europäischen Nordmeer. - Diplomarbeit, 75 pp., Universität Kiel.
- RICHTER, C.: Zur Verteilung und Nahrungsökologie des Zooplanktons in der Grönlandsee. - Dissertation, in Vorbereitung, Universität Kiel.
- RIEBESELL, U. & WOLF-GLADROW, D.A. (1992): The relationship between physical aggregation of phytoplankton and particle flux: A numerical model. - Deep-Sea Res., 39, 1085-1102.
- SAKSHAUG, E., JOHNSON, K., ANDRESEN, K. & VERNET, M. (1991): Modelling of light-dependent algal photosynthesis and growth experiments with the Barents Sea diatoms *Thalassiosira nordenskiöldii* and *Chaetoceros furcellatus*. - Deep-Sea Res., 38, 415-430.
- SARMIENTO, J.L., SLATER, R.D., FASHAM, M.J.R., DUCKLOW, H.W., TOGGWEILER, J.R. & EVANS, G.T. (1993): A seasonal three-dimensional ecosystem model of nitrogen cycling in the North Atlantic Zone. - Global Biochem. Cycles, in press.

- SMETACEK, V.S. (1984): The supply of food to the benthos. - in: M.J.R.FASHAM (ed.) Flow of energy and materials in marine ecosystems, 517-548, New York, London (Plenum Press).
- SMETACEK, V.S., SCHAREK, R. & NÖTHIG, E.-M. (1990): Seasonal and regional variation in the pelagial and its relationship to the life history cycle of krill. - in: K.R. KERRY, G. HEMPEL (Hrsg.) Antarctic ecosystems. Ecological change and conservation, 103-114, Berlin (Springer Verlag).
- SMITH, D.C., SIMON, M., ALLDREDGE, A.L. & AZAM, F. (1992): Intense hydrolytic enzyme activity on marine aggregates and implications for rapid particle solution. - *Nature*, 359, 139-142.
- SMITH, W.O. (1987): Phytoplankton dynamics in the marginal ice zones. - *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, 25, 11-38.
- SMITH, W.O., CODISPOTI, L.A., NELSON, D.M., MANLEY, T., BUSKEY, E.J., NIEBAUER, H.J. & COTA, G.F. (1991): Importance of phaeocystis blooms in the high-latitude ocean carbon cycle. - *Nature*, 352, 514-516.
- THOMSEN, C.: Verfolgung pelagischer Prozesse mit Hilfe von biochemischen Komponenten am Beispiel der Alkenone (C_{37:3}, C_{37:2}). - Dissertation, in Vorbereitung, Universität Kiel.
- VOSS, M. (1991 a): Content of copepod fecal pellets in relation to food supply in Kiel Bight and its effect on sedimentation rate. - *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 75, 217-222.
- VOSS, M. (1991 b): Räumliche und zeitliche Verteilung stabiler Isotope ($\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{13}\text{C}$) in suspendierten Partikeln im Nördlichen Nordatlantik. - *Ber. Sonderforsch.* 313, Nr. 32, 112 pp.
- WALSH, I., FISHER, K., MURRAY, D. & DYMOND, J. (1988): Evidence for resuspension of rebound particles from near bottom sediment-traps. - *Deep-Sea Res.*, 35, 59-70.
- WALSH, J.J. (1989): How much shelf production reaches the deep ocean? - in: W.M. BERGER, V.S. SMETACEK, G. WEFER (Hrsg.) Productivity in the Ocean: Present and Past, 175-191, Chichester (Wiley & Sons).
- WALSH, J.J. (1983): Death in the sea: enigmatic phytoplankton losses. - *Progr. Oceanogr.*, 12, 1-86.
- WASSMANN, P. & SLAGSTAD, D. (1993): Seasonal and annual dynamics of carbon flux in the Barents Sea: A model approach. - *Polar Biol.*, 13, in press.
- WASSMANN, P., PEINERT, R. & SMETACEK, V.S. (1991): Patterns of production and sedimentation in the boreal and polar Northeast Atlantic. - *Polar Res.*, 10, 209-228.
- WASSMANN, P., VERNET, M., MITCHELL, B.G. & REY, F. (1990): Mass sedimentation of *Phaeocystis pouchetii* in the Barents Sea. - *Mar. Ecol. Progr. Ser.*, 66, 183-195.
- WEFER, G., FISCHER, G., FÜTTERER, D.K. & GERSONDE, R. (1988): Seasonal particle flux in the Bransfield Strait, Antarctica. - *Deep-Sea Res.*, 35, 891-898.
- ZELLER, U. (1990): Untersuchungen zum Vorkommen und zur Nahrungsökologie von Copepoden in der Grönlandsee. - Diplomarbeit, 73 pp., Universität Kiel.

ZELLER, U.: Vorkommen und Sekundärproduktion des herbivoren Zooplanktons im Europäischen Nordmeer. - Dissertation, in Vorbereitung, Universität Kiel.

Tätigkeitsbericht TP A2 1991-92-93**Thema des Teilprojekts:****PROZESSE UND BILANZEN DES SEDIMENTTRANSPORTS****Teilprojektleiter: R. Henrich, J. Rumohr****Mitarbeiter: F. Blaume, P. Goldschmidt, K. Michels, R. Oehmig,****M. Seiß, C. Voigt, T. Wagner****Zusammenfassung**

Die Advektion von Partikeln und Wassermassen wirkt von den Ozeanrändern bis tief in die Becken hinein und erzeugt dort zusammen mit Partikeln aus dem Pelagial Ablagerungen mit einer Mischinformation über die ozeanographischen Verhältnisse der geologischen Vergangenheit. Die Prozesse der Advektion sind vielfältig und wechselhaft in verschiedenen paläo-ozeanographischen Situationen: Eistransport dominiert in Kaltzeiten, besonders zu deren Ende, und bodennahe Transportprozesse werden verstärkt, wenn Atlantikwasser die horizontale und vertikale Zirkulation im Europäischen Nordmeer antreibt.

Die Untersuchung des Sedimenttransports kann ausgehen von der großräumigen Analyse des gesamten Ablagerungsraumes und seiner gesetzmäßigen Veränderungen während geologischer Zeiten oder sie setzt an bei der Beschreibung einzelner durch Advektion entstandener Sedimentkörper nahe am Kontinentalrand und ihrem Bezug zu rezenten ozeanographischen Strukturen und lokal wiederkehrenden Transport-Ereignissen. Beiden Ansätzen gemeinsam ist das Ziel, aus dem Verständnis der advektiven Sedimentkomponenten paläo-ozeanographische Zustände und ihre Veränderungen zu rekonstruieren.

Der hier beschriebene überregionale Ansatz bewegt sich mit dem Vergleich der letzten beiden Glazial/Interglazial Zyklen (Stadium 6/5 und 2/1) auch in großen Zeiträumen und kann deshalb nur plausible großskalige ozeanographische Interpretationen liefern. Der Prozeß-orientierte, regional hochauflösende Ansatz ist mit seinem konkreten Bezug zur Ozeanographie zunächst auf rezente Momentaufnahmen beschränkt, kann aber mit realistischen Analogien zum Verständnis paläo-ozeanographischer Szenarien beitragen. Beide Ansätze ergänzen sich, lassen aber zwischen sich noch ein weites Feld unbeantworteter Fragen erkennen.

1. Prozesse des Sedimenttransports und Hochakkumulations-Gebiete

Hochakkumulations-Gebiete am Kontinentalhang sind die deutlichsten Dokumente des Sedimenttransports vom Schelf in die Tiefsee. Sie lassen oft einen direkten Bezug zur Topographie (Bänke und Kanäle nahe der Schelfkante) und die daran geknüpften Transportprozesse erkennen. Damit ermöglichen sie indirekt, auch auf advective Komponenten in den Ablagerungen der Umgebung zu schließen, wo sich die Verhältnisse nicht so einfach darstellen.

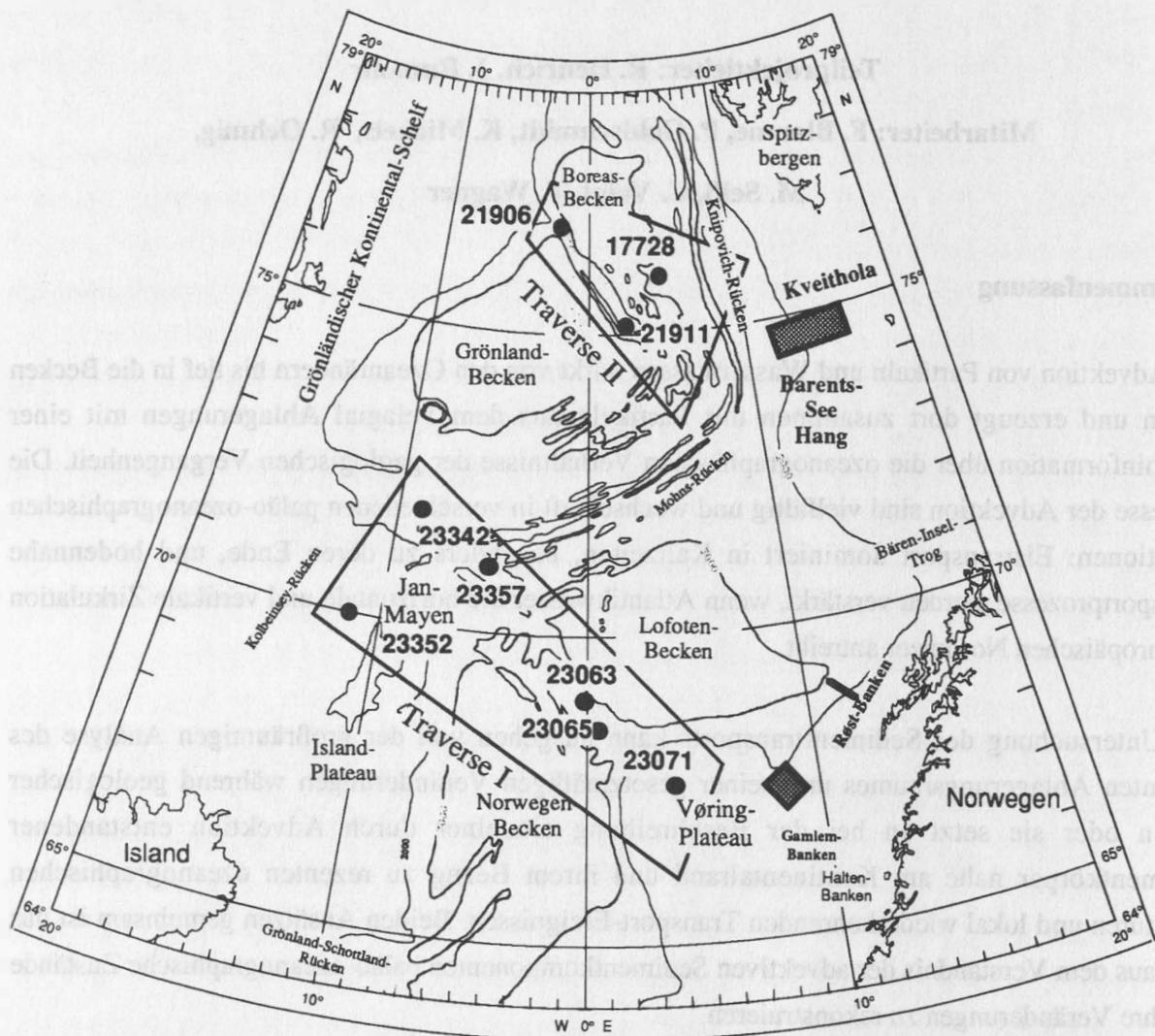


Abb. A2-1: Untersuchungsgebiete im Europäischen Nordmeer - Hochakkumulationsgebiete am Kontinentalrand und Transsekte.

Zwei dieser Gebiete mit regionalen Ausmaßen von 20-100 km am unteren norwegischen Kontinentalhang bei $\pm 67^\circ$ und $\pm 75^\circ$ N (Abb. A2-1) wurden in den vergangenen Jahren intensiv untersucht in Bezug auf die Zusammensetzung und Mächtigkeit der Sedimente, hochauflösend stratigraphisch-paläozeanographische Details und hydrographische Strukturen, aus denen sich die

Entstehung ihres holozänen Anteils erklären läßt. Dahinter stand die Idee, mit den Erkenntnissen aus der westlichen Barents-See, wo der Schelf nördlich 74° N von Polarwasser (PW) mit saisonaler Seeisbildung bestimmt wird, die Sedimentationsverhältnisse z.Zt. der letzten Termination vor Mittelnorwegen (bei Gamlembanken, 67° N) besser verstehen zu können. Heute ist die Hydrographie dort auf dem Schelf und an der Oberfläche im Sommer auch bis weit aufs Vöring-Plateau hinaus bestimmt vom Norwegischen Küstenstrom (NCC). Der Vergleich von Hochakkumulations-Gebieten in verschiedenen geographischen Breiten mit und ohne Einfluß von Atlantikwasser bei den Transportereignissen stellt die Ausdeutung ihrer Ablagerungen auf eine relativ gesicherte Basis.

1.1. Westliche Barents See

Nördlich der Bäreninsel reicht ein glazial gebildetes Tal (Kveitehola) über 100 km von der Schelfkante nach Osten bis an die Spitzbergenbank (Abb. A2-2A). Durch zwei topographische Riegel wird ein inneres Becken mit Wassertiefen von 300 - 320 m abgetrennt. Hier liegt ein bis zu 40 m mächtiges nacheiszeitliches Sedimentkissen, das durch seinen asymmetrischen Aufbau wie bei einer Deltaschüttung, die sich am Gegenhang hochzieht, Sedimentzufuhr aus einem ca. 50 km langen N-S-Tal von Norden erkennen läßt. Während die unteren Einheiten der Abfolge noch mit relativ gleichmäßiger Mächtigkeit durchziehen, ist die jüngste Einheit (?Holozän) mit über 15 m Dicke nur im Zentrum ausgebildet (Abb. A2-2B). Die Umgebung des Kveitehola ist von Restsedimenten bedeckt (VORREN et al., 1989). Ebenso der obere Kontinentalhang jenseits der Schelfkante bis in ca. 1.300 m Wassertiefe (Abb. A2-3B). In Tiefen zwischen 1.300 m und 2.000 m erstreckt sich WNW'lich der Kveitehola-Mündung ein Hochakkumulations-Gebiet, in dem die Mächtigkeit von Sedimenten der letzten Termination und des Holozäns um ein Vielfaches gegenüber der Nachbarschaft in gleicher Tiefe erhöht ist. Die räumliche Ausdehnung beträgt ca 30 km hangab und 80 km hangparallel. Die höchsten Mächtigkeiten von mehreren Metern werden schon knapp unterhalb der Obergrenze des Sedimentkissens zwischen 1.450 m und 1.550 m Wassertiefe erreicht.

Auf mehreren Profilen auf dem Schelf und am Hang wurden kurze Sedimentkerne (50 - 85 cm lang) granulometrisch untersucht. Die oberste Sedimenteinheit ist erwartungsgemäß verschieden mächtig: Wenige cm auf Restsedimentflächen bis über 30 cm im inneren Kveitehola. Die Korngrößenwerte, als durchschnittliche lokale Zusammensetzung gemittelt und im Profil dargestellt, zeigen ein klares regionales Bild der Transportverhältnisse an:

Auf dem Nord-Süd-Profil durch das innere Kveitehola und das Nebental (3,5 kHz-Sedimentlot, Abb. A2-3A) ist ein über 20 km reichender Korngrößen-Trend zu erkennen: In Transportrichtung (nach Süden) Abnahme des Sandgehalts, Zunahme des Grobsiltgehalts (20-63 µm).

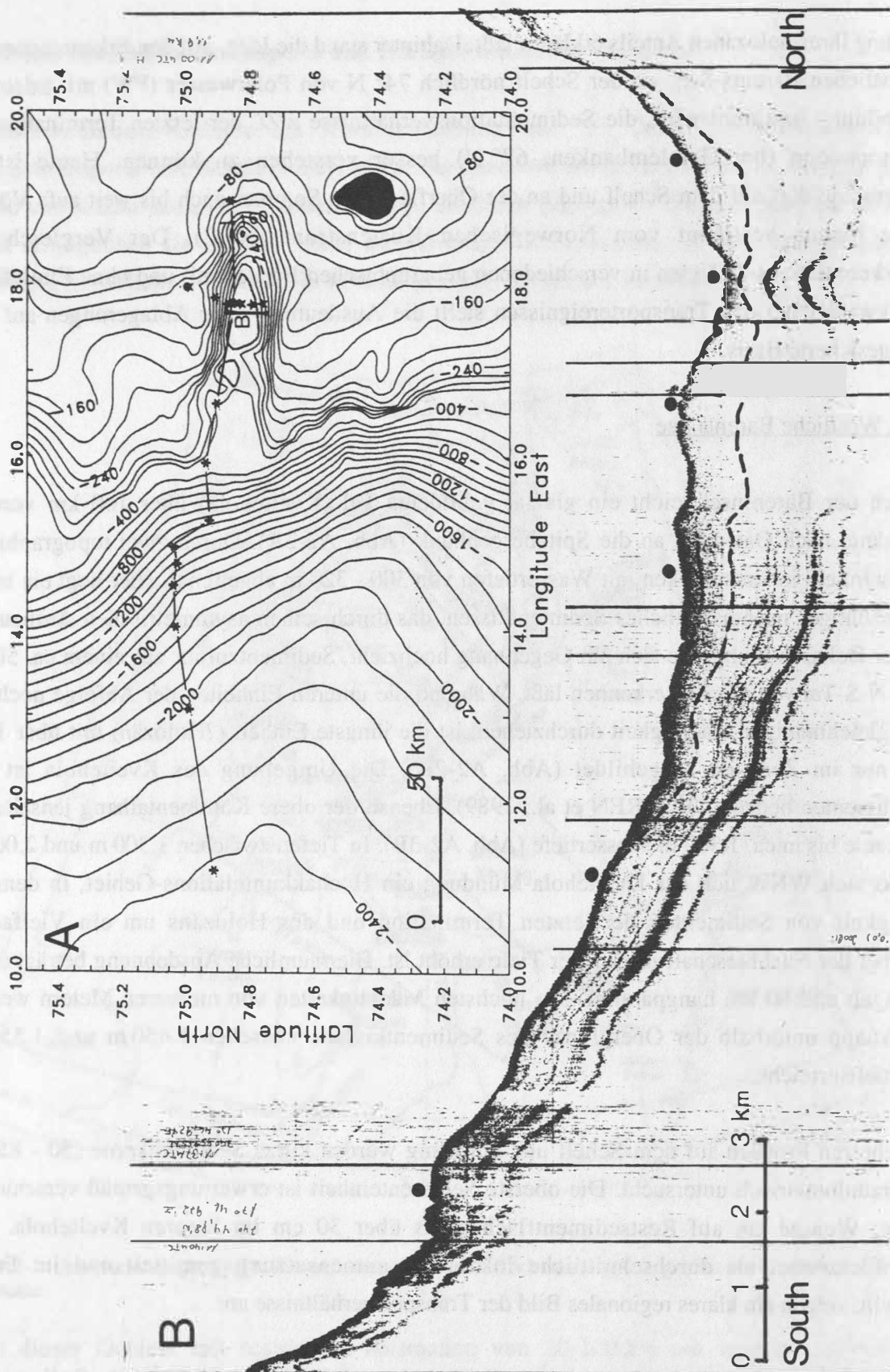


Abb. A2-2: (A) Bathymetrie der Schelfkante in der westlichen Barents-See bei der Bäreninsel und Lage des 3,5 kHz-Sedimentecholot-Profiles (B) im Kveiteholatal sowie der Stationen der Korngrößenprofile (s. Abb. A2-3). Die Punkte im Nord-Süd-Profil B entsprechen den 6 südlichen Stationen in Abb. A2-3A.

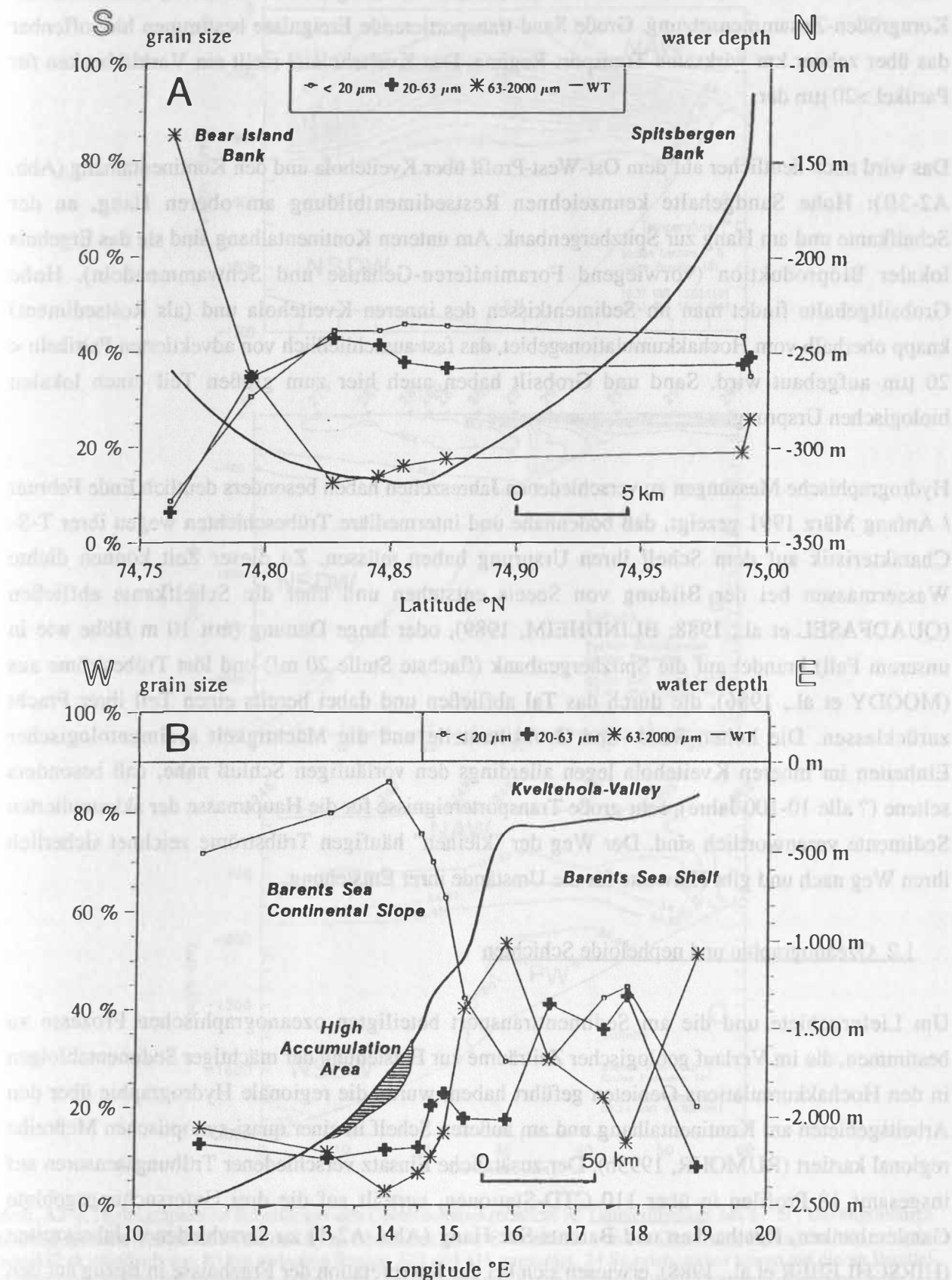


Abb. A2-3: KorngröÙenzusammensetzung der Oberflächensedimente, gemittelt aus den Werten der obersten sedimentologischen Einheit. A) Nord-Süd-Schnitt über das Sedimentkissen im Kveitehola. B) Ost-West-Schnitt durch Kveitehola und über den Kontinentalhang.

Auf den beiden südlichen Stationen hat die Restsedimentbildung (?durch Fischerei) Einfluß auf die Korngrößen-Zusammensetzung. Große Sand-transportierende Ereignisse bestimmen hier offenbar das über zehner km wirksame Transport-Regime. Das Kveiteholatal stellt ein Vorklärbecken für Partikel $>20\text{ }\mu\text{m}$ dar.

Das wird noch deutlicher auf dem Ost-West-Profil über Kveitehola und den Kontinentalhang (Abb. A2-3B): Hohe Sandgehalte kennzeichnen Restsedimentbildung am oberen Hang, an der Schelfkante und am Hang zur Spitzbergenbank. Am unteren Kontinentalhang sind sie das Ergebnis lokaler Bioproduktion (vorwiegend Foraminiferen-Gehäuse und Schwammnadeln). Hohe Grobsiltgehalte findet man im Sedimentkissen des inneren Kveitehola und (als Restsediment) knapp oberhalb vom Hochakkumulationsgebiet, das fast ausschließlich von advectierten Partikeln $< 20\text{ }\mu\text{m}$ aufgebaut wird. Sand und Grobsilt haben auch hier zum großen Teil einen lokalen biologischen Ursprung.

Hydrographische Messungen zu verschiedenen Jahreszeiten haben besonders deutlich Ende Februar / Anfang März 1991 gezeigt, daß bodennahe und intermediäre Trübeschichten wegen ihrer T-S-Charakteristik auf dem Schelf ihren Ursprung haben müssen. Zu dieser Zeit können dichte Wassermassen bei der Bildung von Seeis entstehen und über die Schelfkante abfließen (QUADFASEL et al., 1988; BLINDHEIM, 1989), oder lange Dünung (mit 10 m Höhe wie in unserem Fall) brandet auf die Spitzbergenbank (flachste Stelle 20 m!) und löst Trübestrome aus (MOODY et al., 1986), die durch das Tal abfließen und dabei bereits einen Teil ihrer Fracht zurücklassen. Die hohen Sand -und Grobsiltanteile und die Mächtigkeit sedimentologischer Einheiten im inneren Kveitehola legen allerdings den vorläufigen Schluß nahe, daß besonders seltene (? alle 10-100 Jahre), sehr große Transportereignisse für die Hauptmasse der akkumulierten Sedimente verantwortlich sind. Der Weg der "kleinen" häufigen Trübestrome zeichnet sicherlich ihren Weg nach und gibt Hinweise für die Umstände ihrer Entstehung.

1.2. Ozeanographie und nepheloide Schichten

Um Liefergebiete und die am Sedimenttransport beteiligten ozeanographischen Prozesse zu bestimmen, die im Verlauf geologischer Zeiträume zur Entstehung der mächtiger Sedimentabfolgen in den Hochakkumulations-Gebieten geführt haben, wurde die regionale Hydrographie über den Arbeitsgebieten am Kontinentalhang und am äußeren Schelf in einer quasi-synoptischen Meßreihe regional kartiert (RUMOHR, 1993b). Der zusätzliche Einsatz verschiedener Trübungssensoren auf insgesamt 18 Profilen in über 110 CTD-Stationen, verteilt auf die drei Untersuchungsgebiete Gamlembanken, Røstbanken und Barents-See-Hang (Abb. A2-1) zu verschiedenen Jahreszeiten (HIRSCHLEBER et al., 1988), erwiesen sich bei der Interpretation der Ergebnisse in Bezug auf den Sedimenttransport in der Boden-Nepheloid-Schicht (BNL) als besonders nützlich.

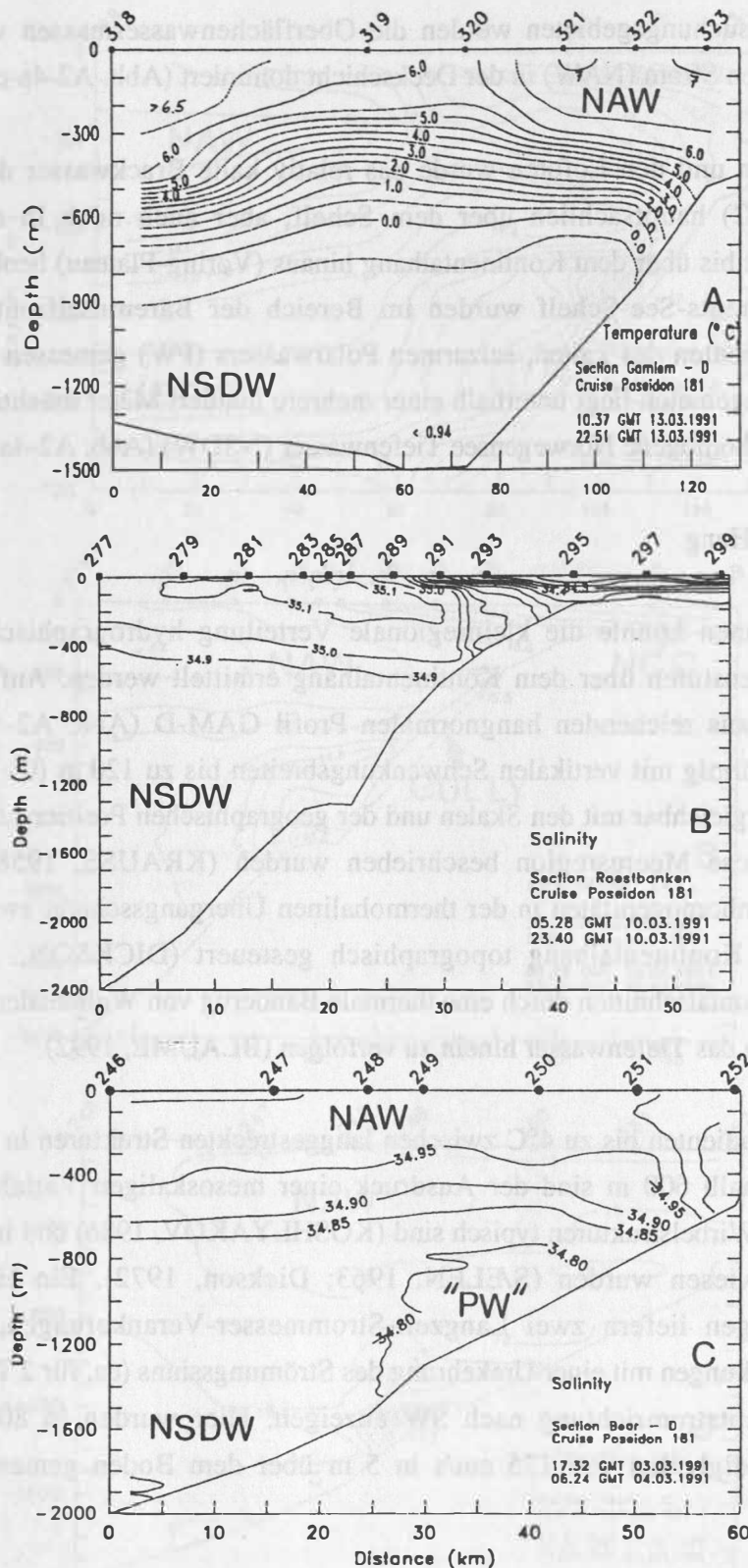


Abb. A2-4: Hydrographische Schnitte aus den Untersuchungsgebieten: A) Gamlembanken bei 67°N : Die engräumige hydrographische Variabilität wird durch das Abtauchen die 6°C-Isotherme von der Oberfläche bis in eine Wassertiefe von 450 m innerhalb von 80 km zwischen Station 320 und 318 angezeigt. 24 Stunden vorher waren auf einem Parallel-Profil 10 sm nordöstlich diese Variationen nicht erkennbar (hohe Kurzzeit-Variabilität)., B) Røstbanken bei 68°30'N (instabile Schichtungsverhältnisse am oberen Kontinentalhang) und C) am westlichen Barents See-Kontinentalhang bei 75°N mit dem Nachweis von kalten und salzarmen Bodenströmen im Tiefenwasser. Die Messungen wurden auf der Forschungsreise Poseidon 181, Feb./März 1991 gewonnen (aus BLAUME, 1992).

In allen drei Untersuchungsgebieten werden die Oberflächenwassermassen vom warmen und salzreichen Norwegen Strom (NAW) in der Deckschicht dominiert (Abb. A2-4a-c).

Vor Mittelnorwegen und den Lofoten wurde das relativ kalte Brackwasser des Norwegischen Küstenstroms (NCC) hauptsächlich über dem Schelf, aber auch noch in mehreren Metern Mächtigkeit bis weit bis über dem Kontinentalhang hinaus (Vøring-Plateau) beobachtet (Abb. A2-4b). Über dem Barents-See-Schelf wurden im Bereich der Bäreninselfront mit dem NAW vermischte Komponenten des kalten, salzarmen Polarwassers (PW) gemessen (Abb. A2-4c). In allen Untersuchungsgebieten liegt unterhalb einer mehrere hundert Meter mächtigen Grenzschicht zum NAW das sehr homogene Norwegensee Tiefenwasser (NSDW) (Abb. A2-4a-c).

Gamlembanken-Hang

Aus 40 CTD-Stationen konnte die kleinregionale Verteilung hydrographischer Parameter in verschiedenen Tiefenstufen über dem Kontinentalhang ermittelt werden. Auf dem bis auf das Vøring-Plateau hinaus reichenden hangnormalen Profil GAM-D (Abb. A2-4a) verlaufen die Isothermen wellenförmig mit vertikalen Schwankungsbreiten bis zu 120 m (0°-Isotherme). Diese Variationen sind vergleichbar mit den Skalen und der geographischen Position stationärer, interner Wellen, die für diese Meeresregion beschrieben wurden (KRAUSS, 1958). Die regionale Anordnung dieser Inhomogenitäten in der thermohalinen Übergangsschicht zwischen NAW und NSDW wird vom Kontinentalhang topographisch gesteuert (DICKSON, 1972) und ist in großräumigen Horizontalschnitten durch eine thermale Bänderung von Wellentälern und -bergen (T-S-Anomalien) bis in das Tiefenwasser hinein zu verfolgen (BLAUME, 1992).

Hohe Temperaturgradienten bis zu 4°C zwischen langgestreckten Strukturen in unterschiedlichen Wassertiefen unterhalb 600 m sind der Ausdruck einer mesoskaligen Variabilität, wie sie im Einflußbereich von Wirbelstrukturen typisch sind (KOSHYLYAKOV, 1986) und in Stromfilamenten des NAW nachgewiesen wurden (SÆLEN, 1963; Dickson, 1972). Ein Hinweis auf hohe Ausgleichsströmungen liefern zwei Langzeit-Strommesser-Verankerungen, die periodische Temperatur-Schwankungen mit einer Umkehrung des Strömungssinns (ca. für 2 Tage) entgegen der hangparallelen Hauptstromrichtung nach SW anzeigen. Hier wurden in 800 m Wassertiefe Maximal-Geschwindigkeiten von 175 cm/s in 5 m über dem Boden gemessen (Abb. 38, in BLAUME, 1992).

Aus der regionalen Auswertung der Messungen geht hervor, daß die Trübungswerte unterhalb der Grenzschicht NAW/NSDW ab 600 m Wassertiefe stetig, aber lokal unterschiedlich stark zunehmen und ihr Maximum jeweils am Boden haben (Abb. A2-5a). Auf dem Schelf über Gamlembanken wurden ebenfalls erhöhte Trübungswerte im NCC gemessen; demgegenüber liegt das Minimum der Trübung im Kern des NAW.

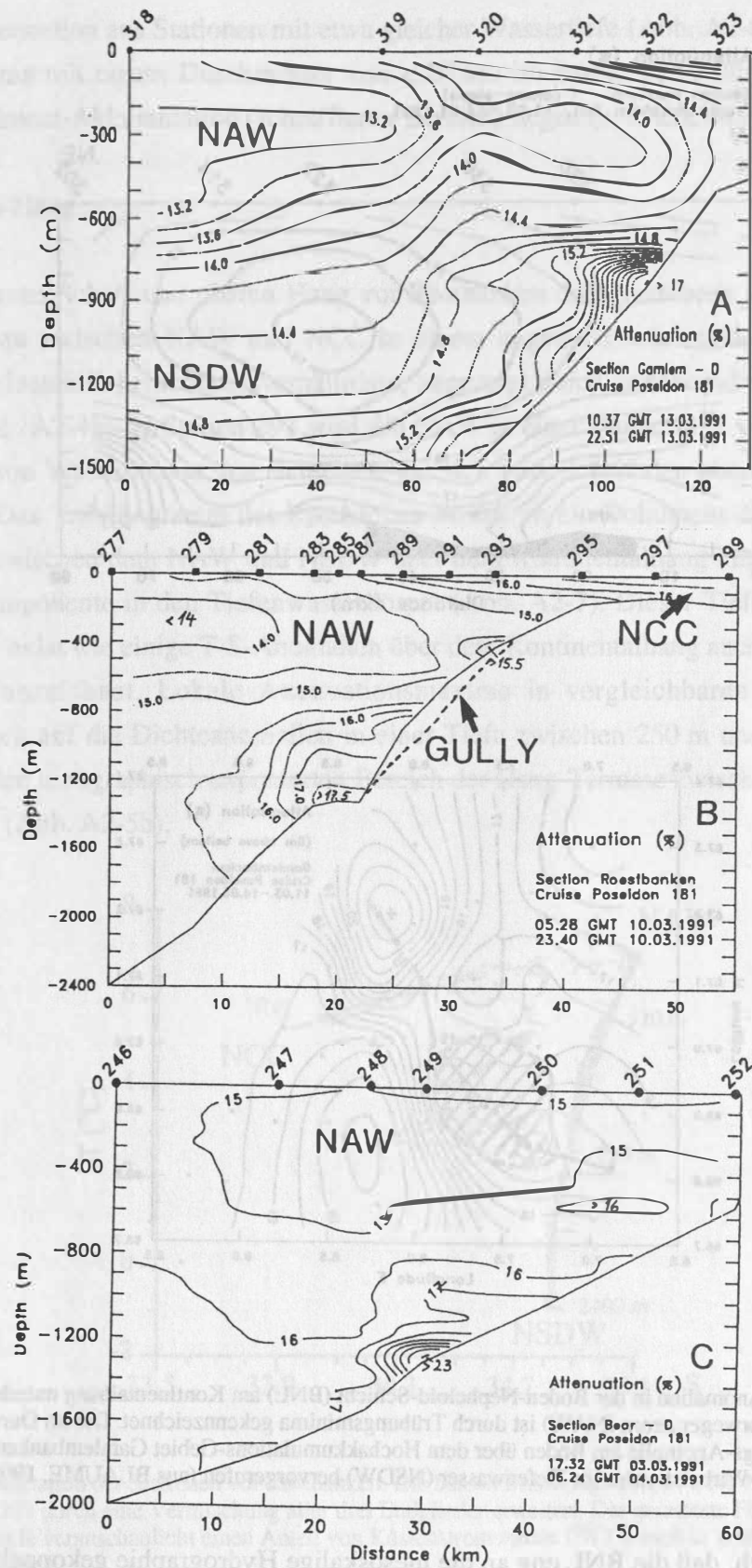


Abb. A2-5: Trübungs-Profile der Untersuchungsgebiete A) Gamlembanken bei 67°N, B) Røstbanken bei 68°30'N und C) am westlichen Barents-See-Kontinentalhang bei 75°N. Die Messungen wurden auf der Forschungsreise Poseidon 181, Feb./März 1991 gewonnen (aus BLAUME, 1992).

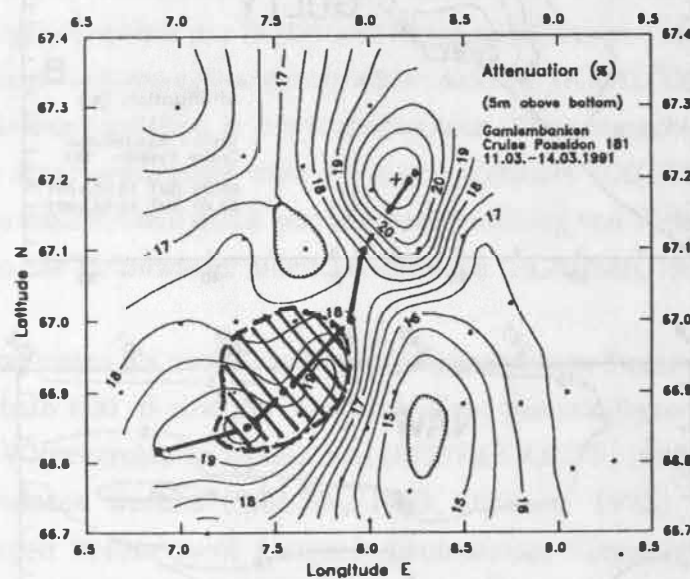
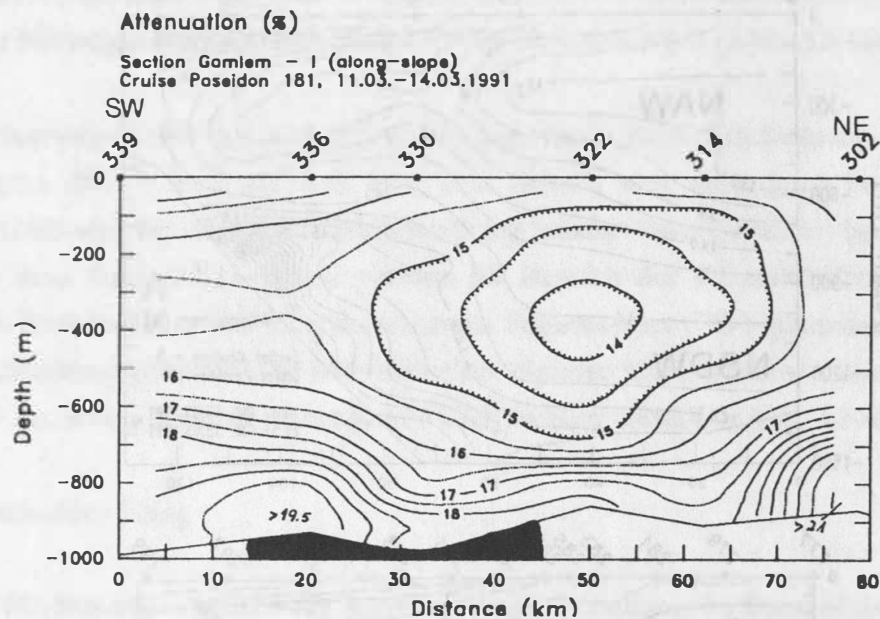


Abb. A2-6: Regionale Anomalien in der Boden-Nepheloid-Schicht (BNL) am Kontinentalhang unterhalb Gamlembanken. Der Norwegenstrom (NAW) ist durch Trübungsminima gekennzeichnet. Die im Durchmesser etwa 20-30 km große Trübungs-Anomalie am Boden über dem Hochakkumulations-Gebiet Gamlembanken (schraffierte Fläche) wird durch eine Wirbelstruktur im Tiefenwasser (NSDW) hervorgerufen (aus BLAUME, 1992).

Insgesamt zeigte sich, daß die BNL eng an die mesoskalige Hydrographie gekoppelt ist. Vor allem an Wirbelsysteme im NAW und NSDW, in denen Divergenzen/Konvergenzen (zyklonisch-/antizyklonischer Drehsinn) zu beträchtlichen Vertikalbewegungen führen. Die Auswirkung auf die BNL und die Sedimentation in dieser Region verdeutlicht ein hangparalleler bzw. horizontaler

Schnitt der Attenuation aus Stationen mit etwa gleicher Wassertiefe (Abb. A2-6), in dem regionale Trübungsmaxima mit einem Durchmesser von < 20 km im Bodenwaseerkörper direkt über der holozänen Sediment-Akkumulation (schraffierter Bereich) liegen (s. untere Grafik).

Røstbanken-Hang

Über dem äußeren Schelf und oberen Hang vor Røstbanken dokumentieren sich in einer breiten Mischungszonen zwischen NAW und NCC in einem engen Nebeneinander unterschiedlicher Wassermassen instabile Schichtungsverhältnisse, angezeigt durch annähernd vertikal verlaufende Isohalinen (Abb. A2-4b). In Station 293 wird das NAW in einer Wassertiefe von 200 - 300 m von einer salzärmeren Wassermasse unterschichtet, die sich vom Schelf den oberen Kontinentalhang herunterzieht. Das T-S-Diagramm des Røstbanken-Profiles ist ein Dokument der intensiven Front-Vermischung zwischen dem NAW und NSDW über dem Kontinentalhang mit einer Einmischung einer NCC-Komponente in den Tiefenwasserkörper (Abb. A2-7). Dieser Tiefenbereich zwischen 520 m und 720 m ist wie einige T-S-Anomalien über dem Kontinentalhang auch durch eine erhöhte Trübung gekennzeichnet. Lokale Attenuationsmaxima in vergleichbaren Größenordnungen beschränken sich auf die Dichteanomalien in einer Tiefe zwischen 250 m und 500 m am oberen Hang und auf den topographisch exponierten Bereich der Hang-Terrasse zwischen 800 m und 1.700 m Wassertiefe (Abb. A2-5b).

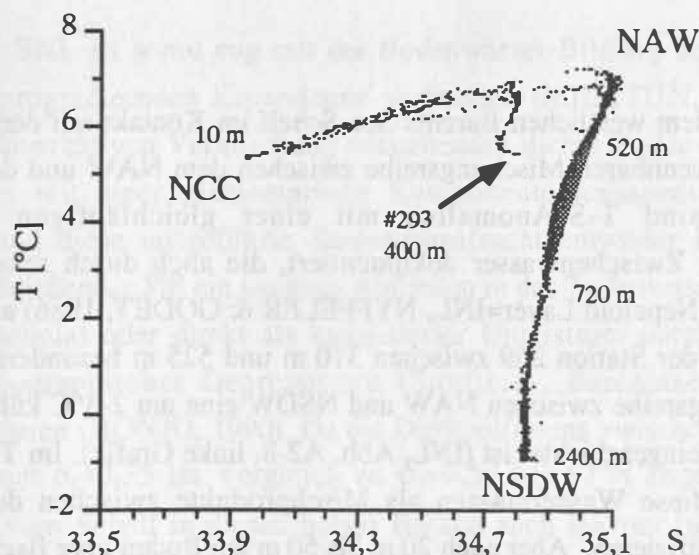


Abb. A2-7: T-S-Diagramm der Stationen vor Røstbanken. Die beiden Mischungsreihen NAW-NCC und NAW-NSDW werden in Station 293 durch eine Vermischung aller drei Endglieder erweitert. Die gerasterte Fläche zwischen 520 m und 720 m Wassertiefe veranschaulicht einen Anteil von Küstenstromwasser (NCC) auch in größerer Entfernung vom oberen Kontinentalhang.

Die von DICKSON (1972) beschriebenen hohen Vertikal-Bewegungen bis zu 400 m innerhalb von zwei Stunden von Isothermen in der Grenzschicht NAW/NSDW konnten auch in der Mehrzahl der

hangnormalen, hydrographischen Schnitte beobachtet werden. Der Kontinentalhang vor Røstbanken mit seiner markanten Bodentopographie bietet zudem auch die Voraussetzung für komplexe interne Prozesse wie Reflexion, Interferenz und Fokussierung interner Wellen in den Achsen einzelner Schelfrand-Gullies (CACCHIONE & DRAKE, 1986; GARDNER, 1989a) oder der Entstehung topographischer Rossby-Wellen beim Überströmen von Bodenebenen (HOGG, 1982; SHAW & CSANADY, 1988). Vermutlich werden die Amplituden der Grenzschichtwellen durch Resonanz noch gesteigert und heben so das NSDW in ungewöhnlich flache Wassertiefen oberhalb von 400 m, wo es sich mit dem mit dem NCC vermischt. Bei diesem hochenergetischen Prozeß können Sedimente am Boden resuspendiert werden (FAHRBACH & MEINCKE, 1978; GARDNER, 1989b), die anschließend in der BNL in topographisch vorgezeichneten Bahnen kanalisiert in den Tiefenwasserkörper abgeleitet werden. Das gemessene Attenuationsmaximum über der Hang-Terrasse (Abb. A2-5b) kann dabei als Stapelung der Ausflüsse mehrerer Kanäle aufgefaßt werden, die bei der Kartierung des Kontinentalhanges lokalisiert wurden (BLAUME, 1992). Die Trübungsmaxima in der BNL am Kontinentalhang vor Røstbanken werden daher auf einen stationären Prozeß der Wechselwirkung von Grenzschichtwellen mit der Topographie des Kontinentalhanges zurückgeführt. Aufgrund des vor den Lofoten stark kanalisierten Randstromes (LEGUTKE, 1991) kommt es hier jedoch nicht zu einer Hochakkumulation am mittleren Hang.

Barents See-Hang

Das NAW steht über dem westlichen Barents See-Schelf im Kontakt mit dem PW. Neben der in allen CTD-Profilen erkennbaren Mischungsreihe zwischen dem NAW und dem NSDW vor dem Barents See-Hang sind T-S-Anomalien mit einer gleichläufigen Temperatur- und Salinitätsreduktion im Zwischenwasser dokumentiert, die auch durch sekundäre Maxima der Trübung (Intermediate Nepeloid Layer=INL, NYFFELER & GODET, 1986) auffallen. Dies ist aus dem Kurvenverlauf in der Station 269 zwischen 310 m und 525 m besonders gut ersichtlich, wo innerhalb der Mischungsreihe zwischen NAW und NSDW eine um 2-3°C kühlere und salzärmere Anomalie isopyknisch eingeschichtet ist (INL, Abb. A2-8, linke Grafik). Im T-S-Diagramm rechts daneben lassen sich diese Wassermassen als Mischprodukte zwischen dem NAW und dem Polarwasser (PW) identifizieren. Aber auch 20 m bis 50 m am Boden über flachen Bänken auf dem äußeren Schelf nahe Kveitehola, am oberen Kontinentalhang und im Tiefenwasserkörper ($S < 34,80$, Abb. A2-4c) konnte eine vergleichbare T-S-Charakteristik gemessen werden, jeweils gekoppelt mit lokale Trübungsanomalien in verschiedenen Tiefenstufen am Hang (Attenuation > 17%, Abb. A2-5c).

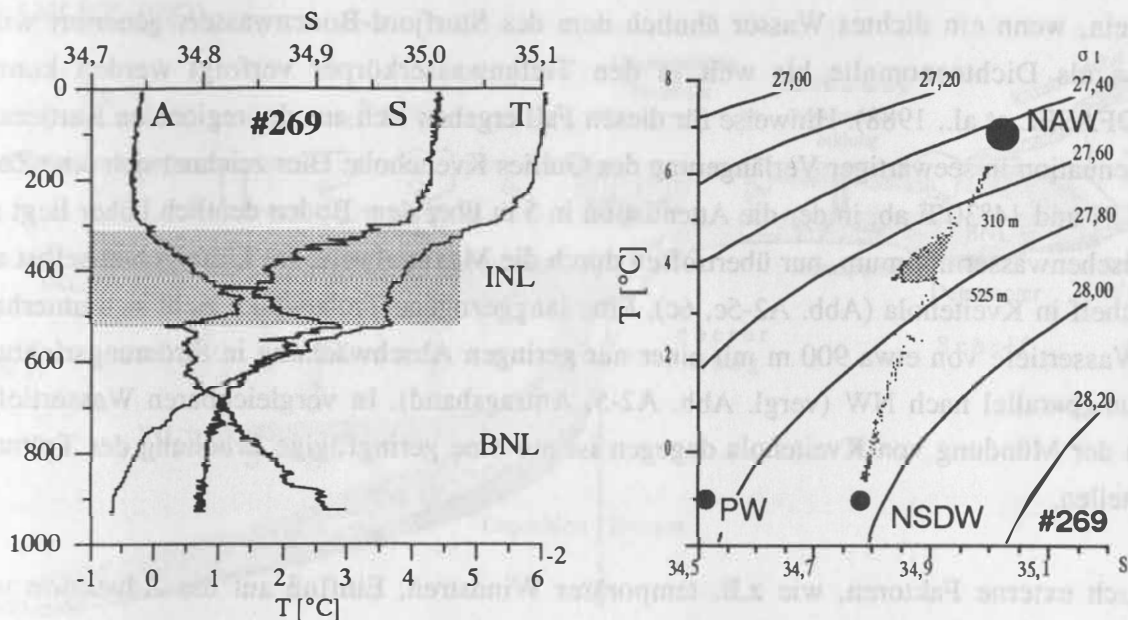


Abb. A2-8: T-S-Beziehung der Wassermassen in Station Poseidon 181-269 am Barents-See Hang (Wassertiefe 930 m, März 1991). Zwischen 310 m und 525 m ist eine salzarme und kalte Wassermasse isopyknisch eingeschichtet, die ebenfalls durch hohe Trübungswerte auffällt (intermediäre nepheloide Schicht=INL). Im T-S-Diagramm (rechts) kann diese Anomalie auf Bodenwassermassen vom Schelf (Polarwasser-Komponente=PW) zurückgeführt werden.

Die Verbreitung der BNL ist somit eng mit der Bodenwasser-Bildung der im Winter über den Barents-See-Schelf progradierenden Eisrandzone verbunden (MIDTTUN, 1985; BLINDHEIM, 1989). Das in einer konvektiven Vermischung entstehenden dichte Bodenwasser kann "frisches" Sediment zusammen mit einer glaziomarinen Komponente resuspendieren (PFIRMAN & SOLHEIM, 1989) und diese mitgeführte Suspensionsfracht entweder in Schelfdepressionen ableiten, wo ein abschließender Sill ein weiteres Abfließen in das Tiefenwasser zunächst verhindert (Depot-Center Kveitehola) oder direkt als kanalisierter Unterstrom durch ein weitverzweigtes Drainagesystem topographischer Depressionen (Storfjord-, Bäreninsel-Trog) bis über die Schelfkante transportieren (HONJO, 1990). Da die Dichtedifferenz zwischen der Deckschicht und dem Tiefenwasser von $\sigma_t=0,35$ im Vergleich zu $\sigma_t=0,50$ bei 67°N abgenommen hat, können Bodenwasserströme vom Schelf in diesen hohen Breiten auch leichter bis in das Tiefenwasser gelangen. Nach dem Modell von NELSON et al. (1973) eines über den oberen Kontinentalhang kaskadierenden Bodenwassers oder einem breitgefächerten Abfließen über flache Bänke am äußeren Schelf sind die teils nur wenige Zehner-Meter mächtigen Trübungsanomalien über dem Kontinentalhang zu erklären. Die Bodenwassermassen auf Schelfen hoher Breiten stellen somit einen wichtigen Initial-Prozeß für Sediment-Plumes dar (FOLDVIK & GAMMELSRØD, 1988). Möglicherweise sind sie auch die Ursache für die Entstehung von Akkumulationsgebieten am Kontinentalhang zu Zeiten der Termination I (s. 1.3.).

Im Gegensatz zu den gemessenen, niedrig-energetischen Trübströmen können im Bereich des Hochakkumulationsgebietes am Barents See-Hang auch höherenergetische Transport-Prozesse aktiv sein, wenn ein dichtes Wasser ähnlich dem des Storfjord-Bodenwassers generiert wird, welches als Dichteanomalie bis weit in den Tiefenwasserkörper verfolgt werden konnte (QUADFASEL et al., 1988). Hinweise für diesen Fall ergeben sich aus der regionalen Kartierung der Attenuation in seewärtiger Verlängerung des Gullies Kveitehola: Hier zeichnet sich eine Zone bei 75°N und 14°30'E ab, in der die Attenuation in 5 m über dem Boden deutlich höher liegt als im Zwischenwasserminimum, nur übertroffen durch die Maximalwerte im Liefergebiet selbst auf dem Schelf in Kveitehola (Abb. A2-5c, 6c). Eine langgezogene Trübewolke zieht sich unterhalb einer Wassertiefe von etwa 900 m mit einer nur geringen Abschwächung in Strömungsrichtung etwa hangparallel nach NW (vergl. Abb. A2-5, Antragsband). In vergleichbaren Wassertiefen südlich der Mündung von Kveitehola dagegen ist nur eine geringfügige Erhöhung der Trübung festzustellen.

Daß auch externe Faktoren, wie z.B. temporärer Windstreß, Einfluß auf die Advektion von Sedimentpartikeln im Tiefenwasserkörper haben können, belegt eine Abnahme der Trübungswerte um 3 %/m in allen Wasserschichten innerhalb von 35 Stunden, nachdem ein Sturm (Windstärken bis zu 10 Beaufort) die Deckschicht bis in eine Tiefe von 440 m zunächst vollständig durchmischt hatte (RUMOHR, 1993b). Die Gegenüberstellung von Transmissionswerten im Sommer (GERLACH & GRAF, 1990) mit Trübungswerten im Winter (RUMOHR, 1993b) in Vertikalschnitten über dem Zentrum des Hochakkumulationsgebiet vor dem Barents See-Hang zeigten zudem einen strukturell ähnlichen Kurvenverlauf zu verschiedenen Jahreszeiten, aber mit einem deutlichen saisonalen Signal durch wesentlich erhöhte Trübungswerte am Boden über dem Kontinentalhang im Winter (BLAUME, 1992).

1.3. Sedimentationsmodell für das Hochakkumulations-Gebiet Gamlembanken am mittelnorwegischen Kontinentalhang

Basierend auf der stratigraphischen Eichung der reflexionsseismischen Einheiten in den Hochakkumulations-Gebieten wurden aufgrund einer kombinierten Analyse aus der Kartierung von Mächtigkeitsverteilungen einzelner Sedimentabfolgen, aus der regionalen Analyse von Sedimentparametern und der Interpretation der stabilen Isotopen aus planktischen Foraminiferen Faziesmodelle für unterschiedliche Stadien des Glazials, der Termination I und des Holozäns erarbeitet, die unterschiedliche Advektionsprozesse für die Hochakkumulations-Sedimente am norwegischen Kontinentalhang beschreiben (BLAUME, 1992). Die nahezu unstrukturierten Terminationssedimente werden überwiegend als feinkörnige Schlamm-Turbidite gedeutet, deren nur schwache, hangnormale Gradierung auf ein niedrig-energetisches Ablagerungsniveau hinweist ["low density turbidites", PIPER & STOW, 1991]. Dieses Modell schließt auch eine Sedimentation

aus zwischengeschichteten Trübeschichten mit ein, die sich horizontal vom Hang lösen ("detachment") und die gleichförmigen Terminationssedimente entstehen lassen ("Homogenite": STANLEY, 1983)

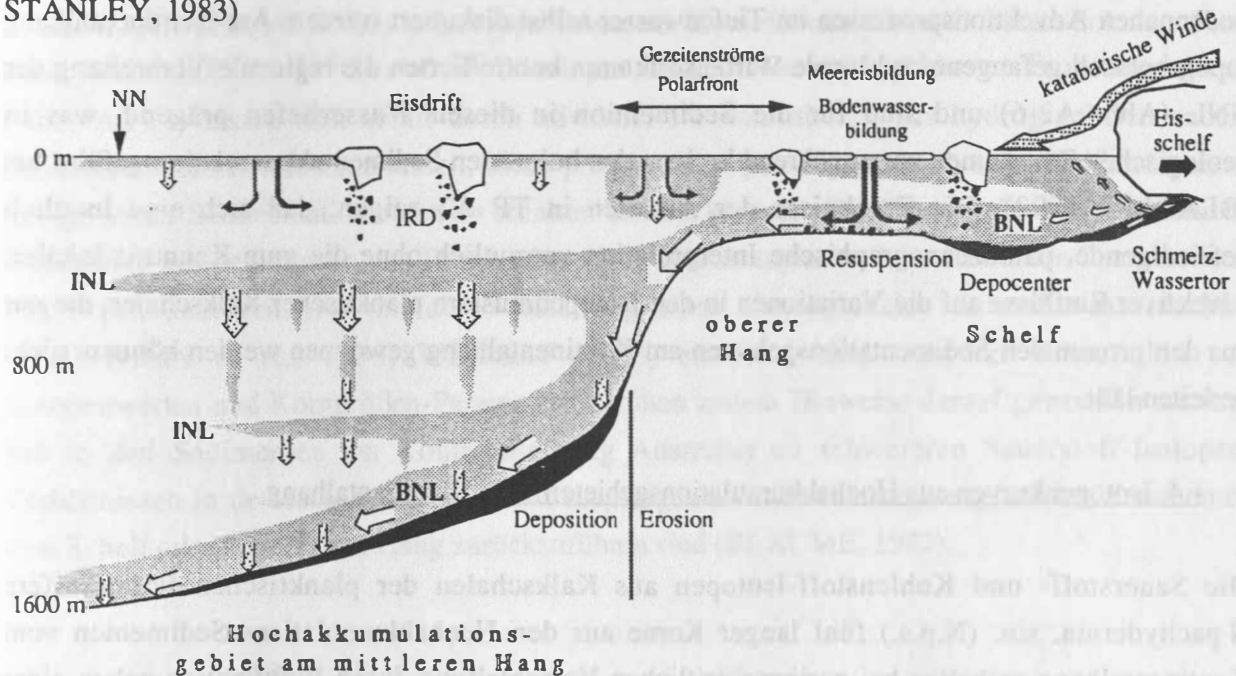


Abb. A2-9: Sedimentations-Modell für die Termination I am mittelnorwegischen Kontinentalhang (Gamlembanken). Die recht feinkörnigen ($\pm 65\% < 20\ \mu\text{m}$) Ablagerungen im Depositionszentrum Gamlembanken sedimentieren aus suspensionsreichen Bodenwasserströmen und Zwischenwasserströmen vom Schelf gebildet, die im wenig geschichteten Wasserkörper über dem Kontinentalhang bis weit in pelagische Bereiche vordringen konnten.

Die Kartierung der regionalen Hydrographie und der nepheloiden Schichten in Verbindung mit der Isotopencharakteristik von Foraminiferen in den holozänen Oberflächensedimenten und Wassermassen (ERLENKEUSER, 1992) lieferten Hinweise darauf, daß rezent Bodenwassermassen vom Barents-See-Schelf über den Kontinentalhang hinweg feinkörnige Sedimente bis in den Tiefenwasserkörper transportieren. Ein vergleichbarer Prozeß wird auch für den Kontinentalhang um das Hochakkumulations-Gebiet Gamlembanken bei 67°N zur Zeit der Termination I vermutet (Abb. A2-9): Auf den damals subpolaren Schelfen bestanden gute Voraussetzungen für eine Bodenwasser-Bildung in Eisrandlagen (paläo-ozeanographischen Frontensysteme), vor allem bei einer Einmischung einer salzreichen atlantischen (NAW) Komponente. Dichte Trübestrome konnten zunächst bodennah vorzugsweise auf topographisch vorgezeichneten Bahnen über die Schelfkante (Canyons, Gullies) und durch den wenig stratifizierten Wasserkörper bis zum unteren Kontinentalhang abfließen oder sich in den Zwischenwasserkörper einschichten. Dort kam es an topographisch geeigneten Positionen - und somit ortskonstant - zu einer Sedimentation aus der BNL (Abb. A2-9). Mit solchen Bodenwassermassen transportierte Partikel können in hochenergetischen Pulsen auch pelagische Bereiche in den benachbarten Tiefseebecken erreicht haben.

Im Gegensatz dazu kann die Entstehung der radialsymmetrisch sortierten, holozänen Hemipelagite im Hochakkumulations-Gebiet Gamlembanken (RUMOHR, 1993c) nur in Verbindung mit bodennahen Advektionsprozessen im Tiefenwasser selbst diskutiert werden. Am Kontinentalhang topographisch gefangene, zyklonale Wirbelstrukturen kontrollierten die regionale Verbreitung der BNL (Abb. A2-6) und sind für die Sedimentation in diesen Wassertiefen prägend, was in geologischen Zeiträumen zur annähernd kreisrunden holozänen Sedimentakkumulation geführt hat (BLAUME, 1992). Die Ergebnisse der Arbeiten in TP A2 zeigen, daß sich eine letztlich befriedigende, paläozeanographische Interpretation vermutlich ohne die gute Kenntnis lokaler, advektiver Einflüsse auf die Variationen in den Isotopenmustern planktischer Kalkschaler, die nur aus den proximalen Sedimentationsgebieten am Kontinentalhang gewonnen werden können, nicht herleiten läßt.

1.4. Isotopenkurven aus Hochakkumulationsgebieten vom Kontinentalhang

Die Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopen aus Kalkschalen der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin. (N.p.s.) fünf langer Kerne aus den Hochakkumulations-Sedimenten vom Kontinentalhang enthalten bei geringer zeitlichen Verschleifung durch Bioturbation neben einer zweigestuften Termination I zeitlich hochaufgelöste Informationen und Feinheiten, wie sie in pelagischen Sedimentkernen aus dem östlichen Europäischen Nordmeer nicht zu erkennen sind (Abb. A2-10): Die holozänen Sauerstoff-Isotopen-Verhältnisse in Hochakkumulations-Sedimenten bei 67°N liegen generell bis zu 0,4 ‰ leichter im $\delta^{18}\text{O}$ als in Sedimentkernen vom westlicheren Vøring-Plateau (vergl. Tab. 5+6 in BLAUME, 1992) und sind damit noch 1,3 ‰ schwerer als in Schelfsedimenten (ROKOENGEN et al., 1991). Diese Signalverschiebung zeichnet die u.a. in einer ozeanographischen Meßreihe nachgewiesene intensive Vermischung des Atlantischen Wassers (NAW) mit dem Brackwasser des Norwegischen Küstenstroms (NCC) nach. Demgegenüber haben $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ -Wertepaare der Oberflächensedimente vom Kontinentalhang bei 75°N einen hydrographischen Bezug zum Polarwasser (PW) jenseits der Bäreninsel-Polarfront auf dem Barents-See-Schelf (Abb. A2-11).

Eine mit den Daten vereinbare Vorstellung ist, daß die brackisch/polar beeinflussten Foraminiferen nur zu diesen Positionen am Kontinentalhang gelangen, wenn marginale Wassermassen (NCC oder PW) bis über den Kontinentalhang reichen. Die Lage der Polarfront ist jedoch streng an die regionale Topographie (Schelfkante!) gebunden (JOHANNESSEN & FOSTER, 1978) und überschichtet das NAW am Hang nur in einer Mächtigkeit von wenigen Metern (RUMOHR, 1993b).

Eine weitere Vorstellung, daß auf dem Schelf durch konvektive Vermischung des eindringenden NAW mit dem NCC oder PW ein dichtes Mischwasser gebildet wird (HÄKKINEN, 1988), welches über den Kontinentalhang bis in den Tiefenwasserkörper abfließen kann, konnte durch

hydrographische Messungen verifiziert (BLAUME, 1992) und auch an zu diesem Zweck genommenen Wasserproben isotopisch nachgewiesen werden (bodennah bis 1.000 m Wassertiefe, ERLANKUEUSER 1992). Die in Isotopenkurven aus Hochakkumulations-Gebieten dokumentierte hohe Variabilität der $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopen-Verhältnisse in benachbarten Probenhorizonten (Abb. A2-11) lassen sich somit durch advektierte Foraminiferen aus hydrographisch anders charakterisierten Bereichen erklären, deren primäres Isotopen-Signal durch schnelle Versiegelung infolge hoher Sedimentationsraten so erhalten bleiben konnten. Die Frage stellt sich, ob ähnliche Wertepaare aus Sedimenten der Termination I, die eine isotopische Schmelzwasser-Charakteristik von N.p.s. anzeigen, nur mit der Vorstellung eines überregionalen Schmelzwasserdeckels (SARNTHEIN et al., 1993; WEINELT, 1993) erklärbar sind. Aus der Korrelation von Isotopenwerten und Korngrößen-Parametern konnten zudem Hinweise darauf gewonnen werden, daß in den Sedimenten am Kontinentalhang Ausreißer zu schwereren Sauerstoff-Isotopen-Verhältnissen in den Isotopen-Kurven auf umgelagerte Foraminiferen aus glazialen Sedimenten vom Schelf oder vom oberen Hang zurückzuführen sind (BLAUME, 1992).

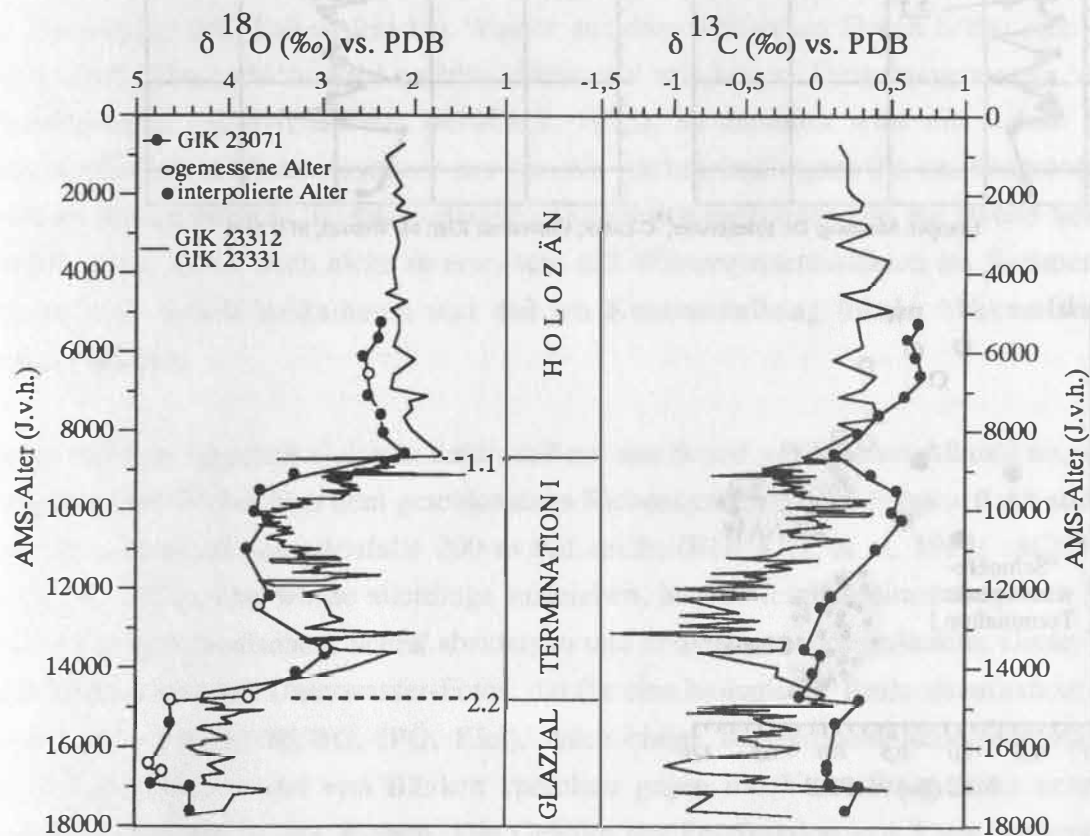
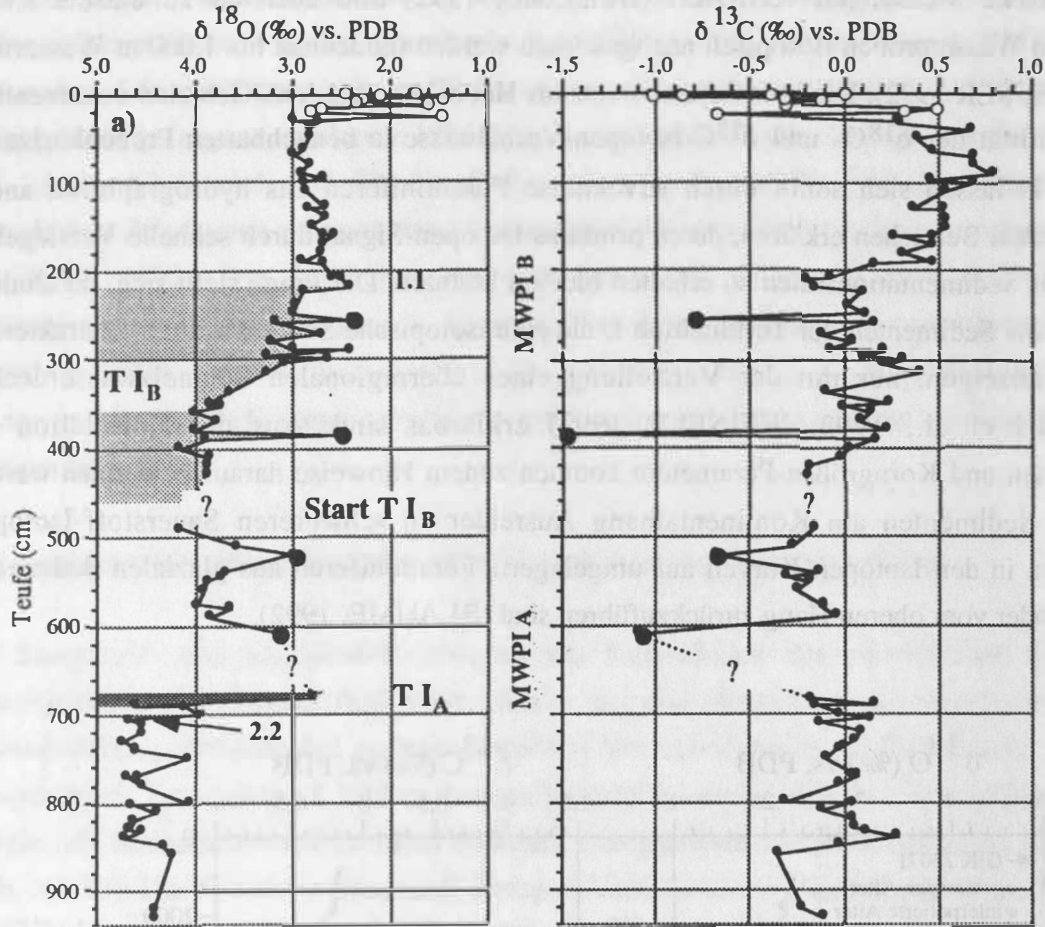


Abb. A2-10: Die Gegenüberstellung der Isotopenkurven von GIK 23074-2/3 vom Vøring-Plateau (VOGELSANG, 1990) mit den Isotopenkurven vom Hochakkumulations-Gebiet Gamlembanken (GIK 23312+GIK 23331: BLAUME, 1992) verdeutlicht den generellen Versatz zu leichteren $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen und die erhöhte Variabilität im Kurvenverlauf am Kontinentalhang, bedingt durch den Küstenstrom-Einfluß im östlichen Europäischen Nordmeer.

GIK 23258-2 /3 (1773 m), Hochakkumulationsgebiet Barents See Hang,



Isotopen-Messung: Dr. Erlenkeuser, ¹⁴C-Labor, Universität Kiel; M. Weinelt, SFB 313;

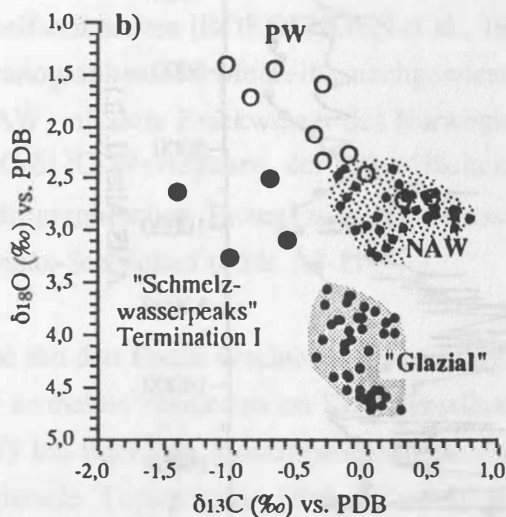


Abb. A2-11: a) Hochauflösende Isotopen-Kurven der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin. aus GIK 23258-2/3 vom westlichen Barents-See-Hang. Die Punktraster markieren die Terminationsstufen I_A und I_B. In feinlaminierten Kernabschnitten (?) wurden keine Foraminiferen gefunden; der Start von TI_B ist somit unbestimmt im Kern. Hohe Schwankungsbreiten im Kurvenverlauf sind in den holozänen Oberflächensedimenten zu erkennen, die in b) durch den Einfluß marginaler Wassermassen zu erklären sind. In den Oberflächenproben (0-24 cm, offene Kreise) sind isotopisch vom Polarwasser (PW) beeinflussten Foraminiferen zu erkennen. Typische Wertepaare für Atlantikwasser (NAW) gibt es erst ab dem Ende der Termination I_B. Einzelne Schmelzwasser-Peaks der Termination I heben sich ebenfalls vom glazialen bzw. "normalen" Terminations-Signal ab (BLAUME, 1992).

Die in den untersuchten Terminationssedimenten erhaltenen langfristigen Variationen der Isotopenkurven können als ein Hinweis auf die Verschiebung hydrographischer Fronten interpretiert werden, die durch klimatisch verursachte Variationen des Eisrückzuges in Skandinavien bzw. der Barents See gesteuert waren (ANDERSON, 1990; HALD et al., 1991). Insgesamt zeigen sich Übereinstimmungen im klimatischen Signal aus diesen marinen Sedimente bei einem Vergleich mit den kontinentalen Eisabschmelzphasen in Nordwest-Europa (Bølling-Interstadial, Ältere Dryas-Stadial, Allerød-Interstadial, Jüngere Dryas-Stadial, LOCKER et al., 1993), Isotopenkurven aus grönländischen Eiskernen (DANSGAARD et al., 1987) und alpinen See-Sedimenten (OESCHGER, 1984).

1.5. Nordostgrönländischer Schelf

Die ozeanographischen Verhältnisse auf dem nordostgrönländischen Schelf sind wegen der schwierigen Eisbedingungen viel weniger untersucht als in dem von Atlantikwasser beeinflusste Teil des Europäischen Nordmeeres. Sie unterscheiden sich grundlegend von denen auf dem Schelf vor Norwegen: Sehr kaltes, frisches Wasser aus dem Arktischen Ozean bildet eine stabile, ca. 150 m dicke Deckschicht über rezirkuliertem und mit kaltem Umgebungswasser vermischten Atlantikwasser (SCHNEIDER & BUDÈUS, 1993). Im Sommer wird die stabile Schichtung kontinuierlich durch Schmelzwasser aus dem ein- und mehrjährigem Eis des Ostgrönland-Stroms erneuert. Soweit bekannt, ist die winterliche Konvektion nicht imstande, die stabile Schichtung zu durchbrechen. So ist auch nicht zu erwarten, daß Winterwasserkaskaden als Sediment-beladene Plumes vom Schelf kaskadieren und daß am Kontinentalhang lokale Akkumulationszentren gebildet werden.

Einige Arbeiten sprechen vielmehr dafür, daß auf den Schelf advektiertes Atlantikwasser in einem antizyklonalen Wirbel über dem geschlossenen Rinnensystem um die Belgica-Bank strömt und die winterliche Konvektion allenfalls 200 m tief reicht (BOURKE et al. 1987; SCHNEIDER & BUDÈUS, 1993). Das würde allerdings ausreichen, um das feine Sediment von den Bänken auf dem nordostgrönländischen Schelf abzutragen und in die Rinnen zu befördern. Diese Vorstellung wird gestützt von den Unterwasser-Fotos, die für eine biologische Bestandsaufnahme angefertigt wurden (Dr. PIEPENBURG, IPÖ, Kiel). Auch einige Korngrößenuntersuchungen an kurzen Kernen aus Rinnen und von Bänken sprechen gegen die Vorstellung eines nennenswerten Sedimenttransports in den Rinnen. Die Gehalte der Feinfraktion $< 6,3 \mu\text{m}$ variieren dort mit ruhigem Trend zwischen 60 - 80 Gew.% in 0-70 cm Tiefe (RUMOHR, 1993a). Geschichtete Sedimentkörper wie im Kveitehola-Tal (westliche Barents-See, s.o.) wurden auf den 3,5 kHz-Sedimentecholot in Profilen über die Rinnen auf dem Schelf nicht angetroffen (RUMOHR & PREUSS 1992). Direkte Hinweise erwarten wir von Sedimentfallen- und Strommesser-

Verankerungen, die 1992 zusammen mit amerikanischen Kollegen von FS "Polarstern" ausgebracht und 1993 wieder aufgenommen werden sollen.

Aus der erstmaligen Analyse von ca. 1.400 Satellitenbildern (NOAA-AVHR und russischen METEOR-Aufnahmen), die während der Arktis-Fahrten von FS "Polarstern" in den Jahren 1985-1991 aufgezeichnet wurden, ergab sich die überraschende Tatsache, daß nicht nur im Bereich der Belgica-Bank, sondern auf dem gesamten nordostgrönländischen Schelf zwischen 75°N und 81°N, Eis-führende arktische Wassermassen auf dem 150 km - 300 km breiten Schelf im Sommer rezirkulieren und hieraus ein nach Norden gerichteter Nordostgrönländischer Küstenstrom (NEGCC) resultiert (RUMOHR 1993a, Abb. A2-12). Dies ist in guter Übereinstimmung mit den ozeanographischen Befunden aus sommerlichen Meßkampagnen und detaillierten Fernerkundungsergebnissen aus 1992 (PEDERSEN et al., 1993). Das Festeis-Hindernis bei der Belgica-Bank (75°N) hält im Sommer das Treibeis zurück, so daß sich dahinter NEW-Polynia öffnet. Hier divergiert die Oberflächenströmung nach Osten und ab Anfang Juni auch nach Norden durch die Framstraße zurück in den Arktischen Ozean in einem bis zu 50 km breiten (? Schmelzwasser)-Strom, der sich in einigen Jahren bis 83°N an Driftrichtungen großer Eisschollen dokumentiert.

1.6. Hochakkumulations-Gebiet in der Tiefsee auf dem Vøring-Plateau

Nicht nur am Kontinentalrand, wo der Schelf als eindeutiges Liefergebiet vorhanden ist, sind Hochakkumulations-Gebiete zu finden. Auch in der Tiefsee sammelt sich feines Sediment in topographischen Fallen, die, wie z.B. auf dem nördlichen Vøring-Plateau (JENSEN et al., 1992) beträchtliche Ausmaße haben können: Verteilt auf eine Fläche von ca 100 x 20 km liegt auf dem Vøring-Plateau Escarpment - 200 m über dem allgemeinen Tiefenniveau - ca. 1 km³ im Holozän advektiertes Sediment in maximaler Mächtigkeit bis zu 3 m. Da das Holozän auf dem Vøring-Plateau generell nur 10-25 cm mächtig wird, zeigt schon eine einfache Volumen-Abschätzung, daß das feinkörnige Sediment (ca. 80 % < 20 µm) Transportwege von über 100 km zurückgelegt haben muß, wenn es etwa gleichmäßig aus der Umgebung stammt.

Anzeichen von Erosion sind in der Nachbarschaft des Hochakkumulationsgebietes nicht erkennbar, wohl aber erhöhte Sand- (Foraminiferen) Gehalte als Zeichen von Restsediment-Bildung. Bodenstrom-Messungen am Südhang des Escarpment zeigten im Laufe mehrerer Monate wiederholt Zeiten mit schräg hangauf gerichteten Bodenströmungen an, die in unregelmäßigen Abständen von 22 - 38 Tagen wiederkehrten. Diese Beobachtung stützt die Vorstellung von topographischen Wirbeln über dem Escarpment ("Taylorsäule", z.B. BECHNER & HOGG 1980), die sich mit ihrer typischen Lebensdauer von ca. 30 Tagen über dem Escarpment aufbauen können und in ihrem relativ ruhigen Zentrum über dem Hochakkumulationsgebiet für die episodische Sedimentation von Partikeln aus der Boden-Nepheloid-Schicht sorgen.

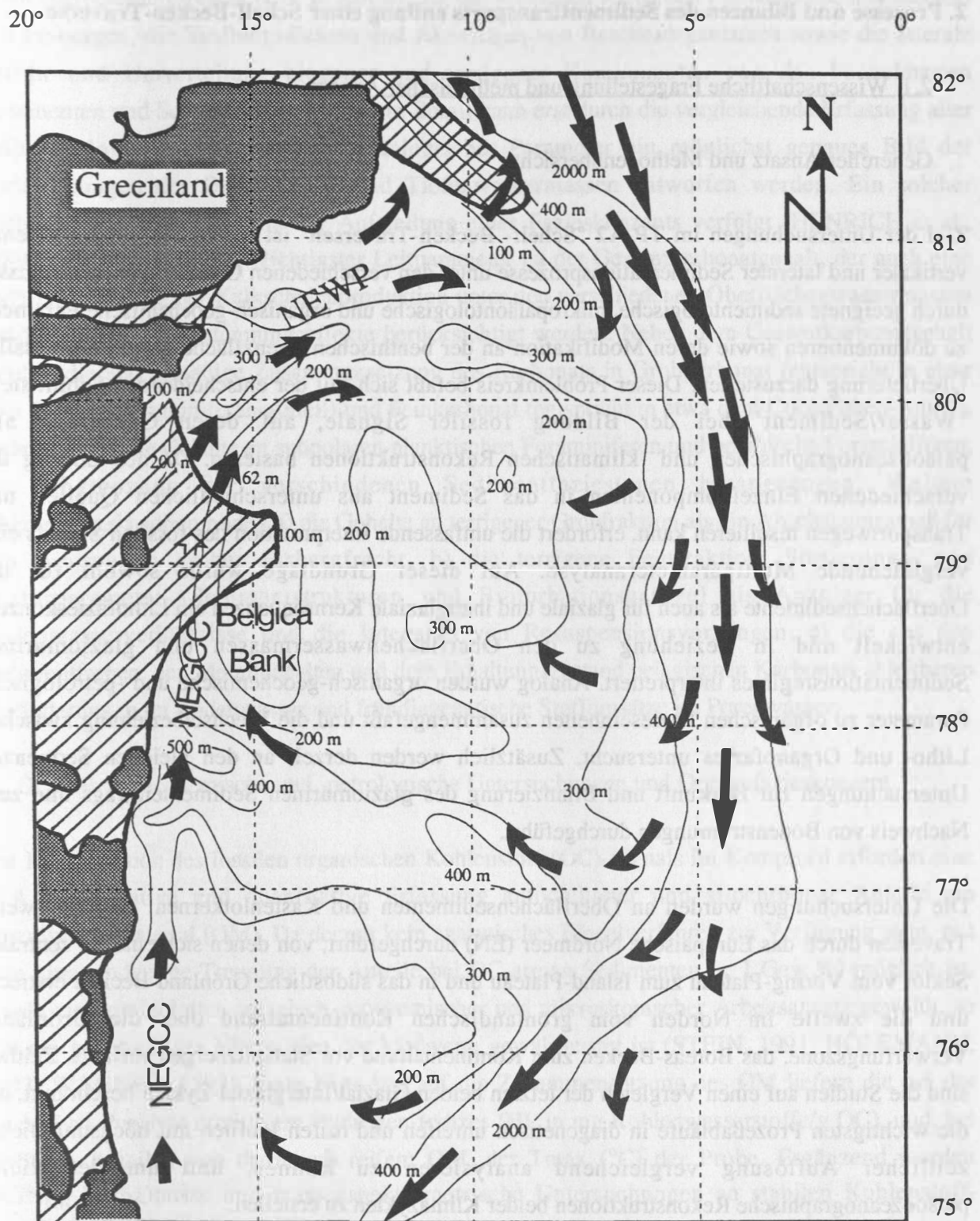


Abb. A2-12: Sommerliche Oberflächenzirkulation auf dem Nordostgrönländischen Schelf, ermittelt aus den Eisbewegungen ("Polarstern"-Satellitenbilder) der Jahre 1985-1991.

2. Prozesse und Bilanzen des Sedimenttransports entlang einer Schelf-Becken-Traverse

2.1. Wissenschaftliche Fragestellung und methodischer Ansatz

Genereller Ansatz und Methodenübersicht

Ziel der Untersuchungen im TP A2 "Schelf- Becken-Traversen" ist es, die Abbildung rezenter vertikaler und lateraler Sedimentationsprozesse unter den verschiedenen Oberflächenwassermassen durch geeignete sedimentologische, mikropaläontologische und organisch-geochemische Parameter zu dokumentieren sowie deren Modifikation an der benthischen Grenzfläche und in der fossilen Überlieferung darzustellen. Dieser Problemkreis befaßt sich mit der entscheidenden Schnittstelle "Wasser/Sediment" bei der Bildung fossiler Signale, auf deren Grundlage alle paläoozeanographischen und -klimatischen Rekonstruktionen basieren. Da der Eintrag der verschiedenen Einzelkomponenten in das Sediment aus unterschiedlichen Quellen und Transportwegen resultieren kann, erfordert die umfassende Interpretation des fossilen Signals eine vergleichende Multiparameteranalyse. Auf dieser Grundlage wurde sowohl für die Oberflächensedimente als auch für glaziale und interglaziale Kernsequenzen ein Lithofazieskonzept entwickelt und in Beziehung zu den Oberflächenwassermassen und glaziomarinen Sedimentationsregimes interpretiert. Analog wurden organisch-geochemische und -petrologische Parameter zu organischen Faziesseinheiten zusammengefaßt und die Wechselbeziehung zwischen Litho- und Organofazies untersucht. Zusätzlich werden derzeit an den gleichen Sequenzen Untersuchungen zur Herkunft und Bilanzierung des glaziomarinen Sedimenteintrags und zum Nachweis von Bodenströmungen durchgeführt.

Die Untersuchungen wurden an Oberflächensedimenten und Kastenlotkernen entlang zweier Traversen durch das Europäische Nordmeer (EN) durchgeführt, von denen sich eine im zentralen Sektor vom Vøring-Plateau zum Island-Plateau und in das südöstliche Grönland-Becken erstreckt und die zweite im Norden vom grönländischen Kontinentalrand über die Grönland-Verwerfungszone, das Boreas-Becken zum Kontinentalrand vor Südspitzbergen verläuft. Zeitlich sind die Studien auf einen Vergleich der letzten beiden Glazial/Interglazial-Zyklen beschränkt, um die wichtigsten Prozeßabläufe in diagenetisch unreifen und reifen Profilen mit höchstmöglicher zeitlicher Auflösung vergleichend analysieren zu können, und um detaillierte paläoozeanographische Rekonstruktionen beider Klimazyklen zu erstellen.

Sedimentologische Proxydaten und Lithofazieskonzept

Die Zusammensetzung der Oberflächensedimente des EN wird durch die unterschiedlichen wassermassenabhängigen vertikalen Flußraten von Hartteil-tragenden Planktonorganismen und

deren Aufbereitungsresten (z.B. in Kotballen), die vertikalen terrigenen Partikelflüsse aus Meereis und Eisbergen, die Siedlungsdichten und Aktivitäten von Benthosorganismen sowie die laterale Zufuhr und Umverteilung biogener und terrigener Komponenten von den benachbarten Kontinenten und Schelfgebieten gesteuert. Somit kann erst durch die vergleichende Erfassung aller sedimentologischer und mikropaläontologischer Parameter ein möglichst genaues Bild der Veränderungen der Oberflächen- und Tiefenwassermassen entworfen werden. Ein solcher methodischer Ansatz wird in der Aufstellung eines Fazieskonzepts verfolgt (HENRICH et al., 1989; HENRICH, 1992). Wichtigster Leitparameter ist der Gesamtkarbonatgehalt, der auch eine erste Abschätzung der Kalkschalenproduktion unter den verschiedenen Oberflächenwassermassen ermöglicht, wenn Verdünnungseffekte berücksichtigt werden. Neben dem Gesamtkarbonatgehalt werden die anteilmäßige Zusammensetzung des Karbonats in Grobkarbonat (entspricht in etwa dem Planktonforaminiferen-Anteil) und Feinkarbonat (entspricht in etwa dem Coccolithen-Anteil), ergänzt durch die Gehalte an subpolaren planktischen Foraminiferen und benthische Foraminiferen, zur Abgrenzung der verschiedenen Sedimentfaziestypen herangezogen. Weitere Abgrenzungskriterien bilden a) die Gehalte an terrigener Grobfraction als ein Abschätzungsmaß für den Eintrag an grober Eisbergfracht, b) die terrigene Feinfraction, Sortierungs- und Texturparameter (Sedimentstrukturen und Bioturbationsgefüge) als Anzeiger für die Bodenwasserverhältnisse und die Intensität von Resuspensionsvorgängen, c) die aus den Sedimentfarben, den Metallgehalten und dem Erhaltungszustand pelagischen Karbonats ableitbaren Veränderungen im Bodenwasser und frühdiagenetische Stoffumsätze im Porenwasser.

Organisch-geochemische und -petrologische Untersuchungen und Organofazieskonzept

Die Interpretation des fossilen organischen Kohlenstoff-(OC)-Signals im Kernprofil erfordert eine exakte qualitative und quantitative Erfassung autochthoner und allochthoner Anteile am organischen Material (OM). Da derzeit kein analytisches Einzelverfahren zur Verfügung steht, mit dem eine eindeutige Trennung der Anteile bei OC-armen Sedimenten (< 1 Gew.%) möglich ist, wurde ein kombinierter organisch-geochemischer und mikroskopischer Arbeitsansatz gewählt, so daß ein gegenseitiges Überprüfen der Meßwerte gewährleistet ist (STEIN, 1991; HÖLEMANN, 1993; WAGNER, 1993). Erste Hinweise auf die Zusammensetzung des OM liefern die bei der Rock-Eval Pyrolyse ermittelten Hydrogen-Indizes (HI, in mg Kohlenwasserstoffe/g OC), und, bei erhöhten Anteilen von thermisch reifem OM, der Tmax (°C) der Probe. Ergänzend wurden OC/N_{tot}-Verhältnisse und massenspektrometrische Untersuchungen an stabilen Kohlenstoff-Isotopen ($\delta^{13}\text{C}_{\text{OC}}$, in ‰PDB) durchgeführt. Gerätespezifische Limitierungen bei der Messung geochemischer Parameter wurden insbesondere bei Sedimentproben < 0,5 Gew.% OC durch stark schwankende Meßwerte festgestellt, so daß eine verlässliche Interpretation solcher Daten erst nach einer vergleichenden Betrachtung mit einem unabhängigen Analyseverfahren möglich ist. Hierbei erwies sich die organische Petrologie als besonders aussagekräftige Methode zur Quantifizierung autochthoner und allochthoner Anteile am OM. Aufbauend auf den Proxydaten wurden organische

Faziesseinheiten in Ergänzung zu dem Konzept von JONES (1987) definiert und eine Gliederung der untersuchten Kernabschnitte vorgenommen (WAGNER, 1993). Hierbei wird als organische Fazies eine räumlich und zeitlich begrenzte Sedimenteinheit verstanden, die aufgrund der Menge und Art des abgelagerten OM von den benachbarten Sedimenteinheiten zu unterscheiden ist (JONES, 1987). Anorganisch-sedimentologische Daten bleiben hierbei unberücksichtigt. Die wichtigsten organischen Parameter zur Charakterisierung der organischen Fazies sind neben den mikroskopischen Daten die bei der Rock-Eval Pyrolyse gemessenen HI- und Tmax-Werte. Geochemische Parameter wie C/N und $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ liefern dagegen nur bei erhöhten OC-Gehalten mit einem eindeutig terrestrisch oder marin dominierten Signal verlässlich zu interpretierende Meßergebnisse. Änderungen in der organischen Fazies innerhalb einer glazialen/interglazialen Kernsequenz werden durch die Überlagerung von zwei Prozessen hervorgerufen: dem Klima- und Ozeanographie-gesteuerten Wechsel im Eintrag von autochthonem und allochthonem OM zum Meeresboden und der selektiven frühdiagenetischen Überprägung des labilen OM durch benthische Aktivität und geochemische Prozesse.

IRD-Bilanz und Definition von Tracern

Anhand von Bilanzen des gesamten glaziomarinen Sediment- und IRD-Eintrags sollen Rekonstruktionen der wichtigsten glaziomarinen Ablagerungszentren im EN erstellt werden. Hierzu dienen Isopachenkarten, die den glaziomarinen Sedimenteintrag, beispielsweise von Diamikten, in stratigraphisch möglichst enggefaßten Intervallen bilanzieren, sowie die Ermittlung von Akkumulationsraten der glaziomarin eingetragenen terrigenen Sedimentanteile der Grob- und Feinfraktion. Zusätzlich werden IRD-Lithologien in ihrer Häufigkeit erfaßt. Anhand ihrer Verbreitungsmuster sollen Rekonstruktionen von Eisdriftströmen für bestimmte Zeitscheiben entworfen werden. Aufgrund der Ergebnisse sollen die bisherigen Aussagen zur Eisdynamik der kontinentalen Eismassen während Vor- und Rückzugsstadien präzisiert werden und es soll ein wichtiger Beitrag zur Land-Meer Korrelation der letzten beiden Vereisungszyklen in der Umrahmung des EN als Beitrag zum PONAM-Programm (ELVERHØI, 1992) geleistet werden. Kurzfristige "surge"-artige glaziomarine Eintragsereignisse, wie sie in letzter Zeit besonders aktuell für den N-Atlantik diskutiert werden (HEINRICH, 1988, BOND et al., 1992), sind auch seit längerer Zeit aus dem EN bekannt (HENRICH et al., 1989, HENRICH, 1990). Die Sedimentationsdynamik während dieser glaziomarinen Eintragsereignisse soll detailliert studiert und in ihren paläoklimatischen und -ozeanographischen Auswirkungen genau beschrieben werden.

Sinkgeschwindigkeits- und Korngrößenverteilung der Grob- und Feinfraktion

Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der Grobfraktion

Die Grobfraktion von Proben aus den Sauerstoff-Isotopenereignissen 6.2, 5.5.3, 5.5.1, 5.4, 5.3, 5.2, 5.1, 2.2 und 1.1 aus 7 Kernen (17728, 21906, 23059, 23065, 23071, 23244 und 23352) wurden mit einer Sedimentationswaage (MacrogranometerTM) gemessen. Arbeiten von YANG (1973), COLLINS & RIGLER (1982) und KOMAR & CLEMENS (1986) zeigen, daß zwischen der Sinkgeschwindigkeit von Partikeln und einer diese Partikel transportierenden Strömung ein Zusammenhang besteht. Dieser Zusammenhang läßt sich nutzen, um aus den Sinkgeschwindigkeiten Aussagen zur Ablagerung dieser Partikel zu machen. Die in der Tiefsee herrschenden Strömungen sind häufig jedoch nicht in der Lage, Partikel zu transportieren, die in den Sinkgeschwindigkeitsbereichen des MacrogranometersTM gemessen werden können. Daher zeigen die Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen vieler Proben keine ausgeprägte Restsediment-Bildung oder Strömungssortierung, sondern haben fast ausschließlich polymodalen Charakter. Ursache dieser Polymodalität sind die Gehalte planktischer und benthischer Foraminiferenarten. Um die Komponenten dieser Verteilungen quantitativ und qualitativ erfassen zu können und damit die Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen für paläo-ozeanographische und paläoklimatische Aussagen zu nutzen, wird folgendes Verfahren durchgeführt:

1. Die Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der drei wichtigsten planktischen und benthischen Foraminiferenarten werden für jede Foraminiferenart einzeln bestimmt (planktische Foraminiferen: *Globigerina quinqueloba*, *Neoglobobulimina pachyderma* und *Globigerina bulloides*, benthische Foraminiferen: *Pyrgo rotalaria*, *Oridorsalis umbonatus* und *Cibicides wuellerstorfi*). Das Probenmaterial für die Bestimmungen der Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen dieser Foraminiferenarten stammt aus ausgesuchten Kerntiefen von Kernen aus dem Europäischen Nordmeer und zeigt eine unimodale, monomikte oder bimodale Zusammensetzung. Die aus der Messung dieses Materials resultierenden Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen für die einzelnen Foraminiferenarten werden geglättet, um eine Ideal-Verteilung zu erhalten und gerätebedingte kleine Schwankungen zu eliminieren.
2. Die Proben aus den unterschiedlichen Sauerstoff-Isotopenstadien der oben angeführten Kerne werden mit Hilfe des Sand-Sedimentations-Separators 3STM in Sinkgeschwindigkeitsfraktionen aufgeteilt, so daß eine quantitative Analyse dieser Fraktionen durch Auszählen vorgenommen werden kann und so der prozentuale Gehalt der wichtigsten Komponenten bestimmt wird. Die Grenzen der Sinkgeschwindigkeitsfraktionen werden nach der mit dem MacrogranometerTM gemessenen Sinkgeschwindigkeits-Verteilung für alle Proben individuell gesetzt.
3. Mit den Informationen aus den beiden beschriebenen Schritten können die Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen aus allen Proben nun qualitativ und quantitativ in die

Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen ihrer wichtigsten Komponenten zerlegt werden. Man erhält folgende Daten:

- den Karbonatgehalt der Grobfraction ($>63\mu\text{m}$) in Gewichtsprozent (zur Erläuterung siehe unten)
- den Anteil der wichtigsten planktischen und benthischen Foraminiferen in Gewichtsprozent der Grobfraction.
- Beeinflussung des Sedimentes durch Turbidite.
- den Gehalt an terrigenem eis- und strömungstransportiertem Material in Gewichtsprozent.

Korngrößenverteilungen der Feinfraction

Hochauflösende Messungen der Korngrößen- bzw. Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen der Feinfraction von Sedimentproben erlauben Aussagen bezüglich des Sedimenttransports und damit auch über Strömungsgeschwindigkeiten, die zur Ablagerung der Sedimente geführt haben. An dem oben genannten Probenmaterial wurden daher Messungen mit einem Lasergranulometer durchgeführt. In allen Proben erscheint im Korngrößenbereich um 5 bis $10\mu\text{m}$ ein markanter Peak, der wahrscheinlich eine Folge der Bindung dieser Korngrößen durch physiko-chemische und biologische Bindungskräfte ist. Die Sedimentpartikel dieses Korngrößenbereichs weisen dadurch eine größere Erosionsresistenz auf als Korngrößen des Mittel- und Grobsilts. Bei Strömungserosion werden daher die Korngrößen des Mittel- und Grobsilts weitergetragen, während die Korngrößen im Bereich des beschriebenen Peaks den Erosionskräften widerstehen. Ein Vergleich der Korngrößenverteilung einer karbonatführenden Probe mit der Korngrößenverteilung der gleichen Probe in karbonatfreiem Zustand läßt Rückschlüsse auf die Bildungsbedingungen des Korngrößenspektrums zu. Decken sich Peaks im Korngrößenbereich $>10\mu\text{m}$ so sind wahrscheinlich sowohl terrigene als auch karbonatische Partikel am Ort der Probe durch Strömungen angereichert worden.

2.2. Sedimentologische Charakteristika glazialer und interglazialer Sedimente, Eintragsprozesse und paläoozeanographische Implikation

Im folgenden Abschnitt werden zunächst die Verteilungen sedimentologischer Grundparameter in Beziehung zu Veränderungen der Oberflächenwassermassen an einer ausgewählten Kerntraverse vom Vøring-Plateau über das Island-Plateau in die südöstliche Grönland-See für das Zeitintervall des letzten Glazial/Interglazial-Zyklus (Isotopenstadien 2 und 1) dargestellt. Anschließend werden lithologische und organische Faziestypen in Abhängigkeit von der rezenten Sedimentation, den glaziomarinen Eintragsprozessen und der diagenetischen Überprägung und deren Verknüpfung diskutiert. Am Beispiel des Kerns 23071 vom äußeren Vøring-Plateau wird eine prozessorientierte Interpretation sedimentologischer und organischer Proxydaten für die Zeitintervalle 6/5 und 2/1 präsentiert. Anhand der räumlichen und zeitlichen Verteilungsmuster lithologischer und organischer Faziesseinheiten entlang der o.a. Kerntraverse werden Veränderungen der

paläoozeanographischen Verhältnisse während der letzten beiden Glazial/Interglazial-Zyklen (Isotopenstadien 6/5 und 2/1) erläutert. Abschließend wird in diesem Kontext der IRD-Eintrag und Veränderungen der Bodenströmung diskutiert.

Zeitliche und räumliche Verteilungsmuster sedimentologischer Grundparameter

Anhand der Verteilungsmuster der wichtigsten sedimentologischen Leitparameter (Gesamtkarbonatgehalt, terrigene Grobfraction und OC- Gehalt) werden die wichtigsten Oberflächenwassermassen bereits deutlich abgebildet (HENRICH, 1992). Dies ist in Abb. A2-13 am Beispiel der Traverse Vøring-Plateau- Island-Plateau- südöstliche Grönland-See für den letzten Glazial/Interglazial-Zyklus illustriert.

In den Sedimentoberflächen dokumentiert sich der hohe Karbonatfluß unter den atlantischen Wassermassen durch sehr hohe Karbonatgehalte (50-60 Gew.%), die im randlichen Sektor atlantische Wassermassen abfallen, während unter dem Arktischen Oberflächenwasser lediglich geringe Karbonatgehalte (ca. 10 Gew.%) aufgebaut werden. Andererseits sinken die Karbonatgehalte unter den atlantischen Wassermassen auf dem äußeren Vøring-Plateau auch auf Werte um 30 Gew.% CaCO_3 ab als Beleg für eine sehr starke Verdünnung durch feinkörniges terrigenes Material sowie eine intensive laterale Advektion von terrigener Suspension. Dieses Bild der Karbonatverteilung etablierte sich vor 9-8 ka, wobei auffällig ist, daß in den östlichen Kernen bis vor etwa 6 ka starke Verdünnungseffekte durch terrigene Feinfraction noch den Anstieg der Karbonatproduktion überlagern. Im Zeitabschnitt 25-9 ky werden an allen Kernpositionen niedrige Karbonatgehalte aufgezeichnet. Ganz anders sind die Verteilungsmuster der terrigenen Grobfraction, wo an der Sedimentoberfläche und während der vergangenen 9 ky unter den atlantischen Wassermassen generell Werte von 0-1 Gew.% gemessen werden. Im älteren Zeitabschnitt (25-9 ky) werden signifikant ansteigende Gehalte aufgezeichnet, wobei die höchsten Werte in kurzfristigen Sedimentationspulsen im Ostsektor des Beckens auftreten. Die OC-Gehalte schwanken nahe der Sedimentoberfläche von 0,6-1 Gew.% und sinken vor 5 ka auf einen geringen Basiswert um 0,3 Gew.% ab. Im Ostsektor sind diesem generellen Trend im älteren Abschnitt pulsartig höhere Werte aufgesetzt, die im Zeitraum 14-13 ky mit Spitzenwerten der terrigenen Grobfraction korrelieren.

Zusammenfassend muß festgehalten werden, daß bereits aus den Verteilungsmuster der sedimentologischen Leitparameter (Gesamtkarbonatgehalt, terrigene Grobfraction und OC) wichtige Informationen über die pelagischen Partikelflüsse unter den verschiedenen Oberflächenwassermassen, laterale Advektionsprozesse und den Eintrag von Eisbergfracht gewonnen werden können.

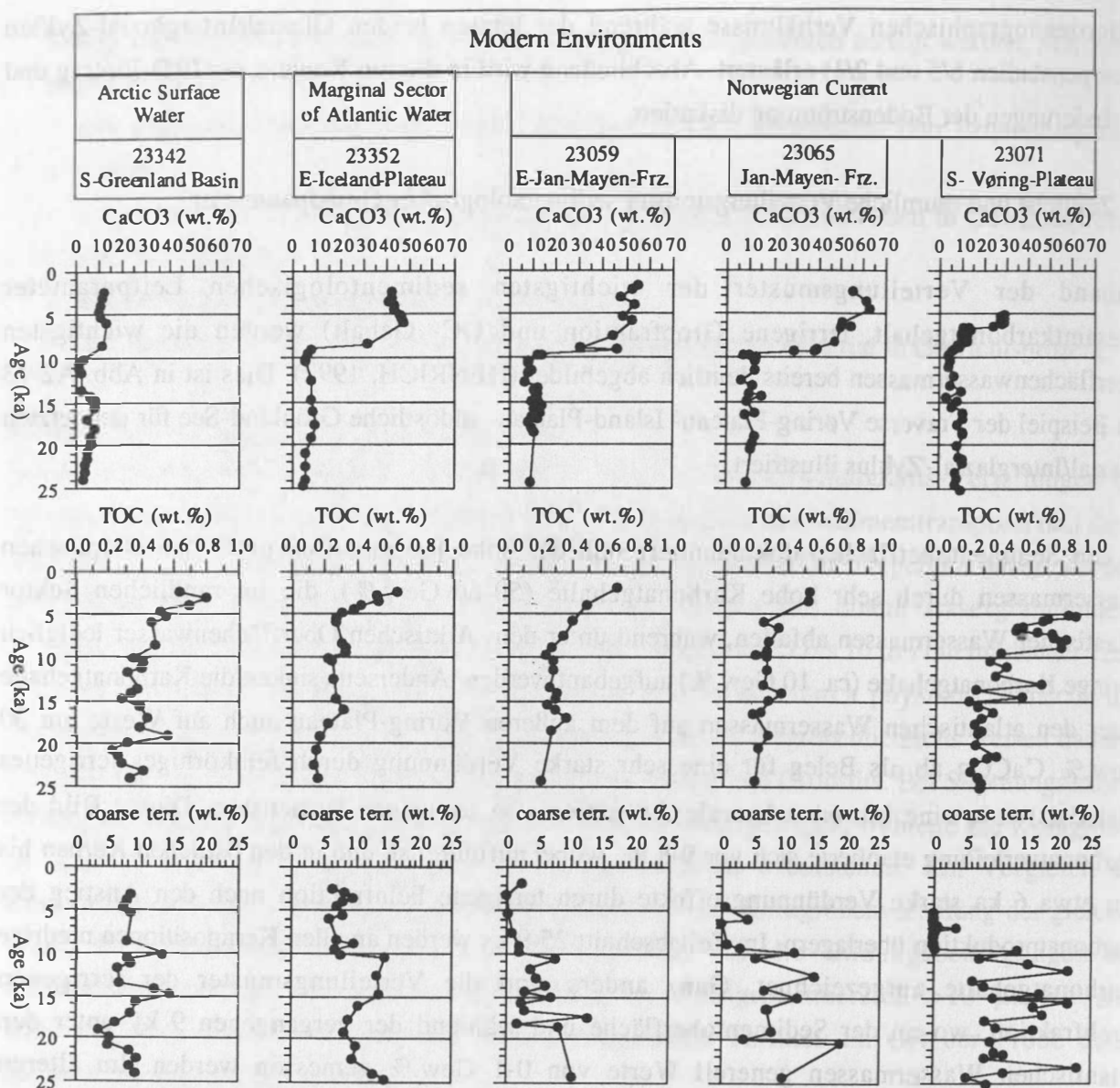


Abb. A2-13: Sedimentologische Grundparameter in Beziehung zu Veränderungen der Oberflächenwassermassen entlang einer Kerntraverse vom Vøring-Plateau über das Island-Plateau in die südöstliche Grönland-See während der Isotopenstadien 2 und 1.

Lithofaziesmuster in Abhängigkeit von rezenten Oberflächenwassermassen und glaziomarinen Eintragsprozessen.

In Tab. A2-1 sind die wichtigsten Schwankungen der sedimentologischen und mikropaläontologischen Parameter in den verschiedenen Lithofaziestypen und ihre Zuordnung zu spezifischen Oberflächenwassermassen bzw. glaziomarinen Sedimentationsregimes aufgelistet.

Definition of Deep-Sea Sediment Facies - Checklist

Lithologic Facies	Facies A	Facies B3	Facies B2	Facies B1	Facies C	Facies D,E,F
Lithology	brownish foram/ nanno oozes/mud	brownish foram mud	brownish foraminiferal silty terrigenous mud	brownish foraminiferal silty to sandy terrigenous mud	grayish foraminiferal silty to sandy terrigenous mud	dark diamictons: F=complex D=dark gray E=dark olive gray
Structures/ Bioturbation Features	high abundance and diversity of burrows	high abundance and diversity of burrows	low abundance and scattered dropstones	low abundance of burrows, dropstones, occasional mud clasts	few burrows, common scattered dropstones, occasional mud clasts	no burrows, abundant dropstones, common mud clasts
Bulk Carbonate wt. %	30-70	15-30	3-10	1-10	3-10	0-0.5
Coarse Carbonate wt. %	20-40	10-25	3-10	1-10	2-8	0-0.5
Fine Carbonate wt. %	20-50	3-15	0-3	1-4	1-4	0-0.5
Subpolar Planktics wt. %	5-30	2-5	0-1	0, traces	0, traces	0
Benthic Forams wt. %	1-5	0.3-1	0.1-0.2	0.1-0.2	0.1-0.3	0
Organic Carbon wt. %	surface: 0.5-0.8 0.1-0.3	surface: 0.5-0.8 0.1-0.3	surface: 0.5-0.8 0.1-0.3	0.1-0.3	0.3-0.5	0-1.5
Terrigenous Coarse Fraction wt. %	0-5	3-10	1-5	5-30	5-30	20-40
Terrigenous Fine Fraction wt. %	25-75	60-85	85-95	60-85	60-85	60-80
Geochemical/ Properties	positive redox potential, good carbonate preservation	positive redox potential, good carbonate preservation	positive redox potential, at certain diagenetic levels carbonate dissolution	positive redox potential, carbonate dissolution at certain levels	good carbonate preservation	strong dissolution, sulphate reduction, secondary oxidation
Water Mass Affinity / Glaciomarine Environment	Atlantic Water	Marginal Sector of Atlantic Water	<u>Modern</u> : Arctic Surface Water <u>Glacials</u> : Seasonally variable ice cover with few icebergs	<u>Modern</u> : East Greenland Current <u>Glacials</u> : Seasonally variable ice cover with common icebergs	Seasonally variable ice cover with common iceberg, increased input of fossil OM	high instability of ice margins with abundant icebergs and meltwater plumes

Tab. A2-1: Schwankungen sedimentologischer und mikropaläontologischer Parameter in den verschiedenen Lithofazies Typen und ihre Zuordnung zu den spezifischen Oberflächenwassermassen bzw. glaziomarinen Sedimentationsregimes.

Sedimente der Fazies A umfassen braune, foraminiferen- und coccolithenreiche Schlämme mit hohen Karbonatgehalten (50-70 Gew.%), nahezu gleichen Anteilen von Grob- und Feinkarbonat und hohen Gehalten an subpolaren planktischen Foraminiferen. Der Anteil an terrigener Grobfraction ist verschwindend gering. Hohe Gehalte an epibenthisch-filtrierenden Foraminiferen und eine gute Karbonaterhaltung weisen auf gut durchlüftete und durchströmte Bodenwasserverhältnisse hin. Sedimente der Fazies A werden unter den atlantischen Wassermassen abgelagert.

Im Randbereich atlantischer Wassermassen sedimentieren braune Foraminiferenschlämme, die als Fazies B3 ausgewiesen sind. Karbonatgehalte von 15-30 Gew.% mit einem deutlichen Überwiegen von Grobkarbonat und mittleren Gehalten an subpolaren Planktonforaminiferen korrelieren mit den niedrigeren Temperaturen in den marginalen atlantischer Wassermassen, wie sie beispielsweise heute über dem östlichen Island-Plateau gemessen werden. Mittlere Gehalte an epibenthischen Foraminiferen und eine gute Karbonaterhaltung belegen gut durchlüftetes und durchströmtes Bodenwasser. Die Gehalte an terrigener Grobfraction sind niedrig (3-10 Gew.%).

Braune foraminiferenführende, siltige, terrigene Schlämme der Fazies B1 mit niedrigen Karbonatgehalten (3-10 Gew.%), einem weitaus überwiegenden Anteil von Grobkarbonat, sehr niedrigen Gehalten an subpolaren, planktischen Foraminiferen (0-1 Gew.%) und niedrigen Gehalten an terrigener Grobfraction (1-5 Gew.%) werden im Rezenten unter dem Arktischen Oberflächenwasser abgelagert. In den Glazialzeiten tritt die Fazies B2 in Regionen mit einer saisonal variablen Meereisdecke und nur wenigen Eisbergen auf.

Braune foraminiferenführende siltig-sandige, terrigene Schlämme der Fazies B1 mit niedrigen Karbonatgehalten (1-10 Gew.%), einem weitaus überwiegenden Anteil von Grobkarbonat und mittleren bis hohen Gehalten an terrigener Grobfraction (5-30 Gew.%) werden im Rezenten unter dem Grönlandstrom abgelagert. In den Glazialzeiten tritt die Fazies B1 in Regionen mit einer saisonal variablen Meereisdecke und einer großen Häufigkeit von Eisbergen auf.

Sedimente der grauen Lithofazies C stimmen in ihrer Zusammensetzung mit denen der Fazies B2 weitgehend überein. Im Unterschied zur Fazies B2 treten signifikant höhere OC Gehalte (0,3-0,5 Gew.%) auf. Sedimente der Fazies C wurden während der Glazialzeiten im kontinentnahen Ostsektor des EN abgelagert und zeichnen sich durch einen erhöhten Eintrag von fossilem OM aus.

Dunkle Diamikte der Fazies D, E und F heben sich durch ihre völlig unterschiedlichen Sedimentparameter deutlich von den übrigen Lithofazies ab. Charakteristisch sind sehr niedrige Karbonatgehalte (0-0,5 Gew.%), die stark gelösten nur reliktsch vorhandenen planktischen Foraminiferen, das Fehlen von Benthos, hohe OC-Gehalte mit einem dominanten Anteil von fossilem OM und hohe Gehalte an terrigener Grobfraction (20-40 Gew.%). Die

Diamiktsedimentation erfolgte pulsartig während der Glazialzeiten und der frühen Deglaziationsphasen und wird durch eine Destabilisierung der weit auf den Schelf vorgerückten marinen Eisfronten der kontinentalen Eismassen hervorgerufen.

Parameter organischer Faziestypen in Abhängigkeit von Sedimentationsprozessen und diagenetischer Überprägung

Aufbauend auf den oben beschriebenen organisch-geochemischen und -petrologischen Analyseverfahren wurden acht organische Fazieseinheiten in den untersuchten Kernabschnitten differenziert, die ein Abbild wechselnder Ablagerungsbedingungen als Response auf klimatische und ozeanographische Veränderungen sowie unterschiedliche Abstufungen frühdiagenetischer Überprägung dokumentieren (Tab. A2-2, siehe auch WAGNER, 1993).

- Ablagerungen der Organofazies I-1 treten ausschließlich in oberflächennahen Kernabschnitten des östlichen und zentralen EN auf. Deutlich abnehmende OC-Gehalte in den obersten Sedimentschichten überliefern einen intensiven selektiven Abbau von labilem OM, der auch durch rückläufige HI und leichter werdende $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ -Werte nachvollzogen werden kann.
- Demgegenüber charakterisieren Sedimente der Organofazies I-2, mit mittleren OC-Gehalten und einer Dominanz von detritischem allochthonen OM, Ablagerungsbedingungen, wie sie heute unter dem arktischen und polaren Oberflächenwasser ausgebildet sind. Mittlere bis niedrige HI mit z.T. signifikant erhöhten Tmax und C/N-Werten unterstreichen den terrestrischen Ursprung des OM.
- Die Organofazies II-1 wird durch niedrige bis mittlere OC- und HI-Werte mit maximalen Anteilen detritischer Vitrinite (nicht-oxidiertes allochthones OM) bei zunehmend leichter werdenden $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ -Gehalten beschrieben. Geringe autochthone Anteile am OM weisen auf diagenetische Abbauprozesse hin.
- Äußerst niedrige OC- und HI-Werte treten zusammen mit minimalen autochthonen Anteilen in den Ablagerungen der Organofazies II-2 auf. Stark oxidiertes, detritisches OM bestimmt den organischen Charakter dieser Sedimente. Marines OM erreicht in diesem Faziestyp die niedrigsten Gehalte, so daß von einer noch intensiveren diagenetischen Überprägung als bei der Fazies II-1 auszugehen ist.
- Ablagerungen der Organofazies II-3 überliefern mit erhöhten OC- und HI-Werten sowie signifikant ansteigenden autochthonen Anteilen Phasen interglazialer Produktivitätsmaxima (z.B. 5.5.1), in denen die Voraussetzungen für die Erhaltung des primären OM als fossiles Signal deutlich günstiger waren als über weite Zeitintervalle der untersuchten Kernabschnitte.
- Spät-deglaziale Sedimente mit deutlich ansteigenden OC-Gehalten, die auf einen intensiven Eintrag von detritischem, stark oxidiertem OM zurückzuführen sind, charakterisieren die Organofazies II-4. Als Ursache wird ein Freiräumen der angrenzenden Schelfbereiche von glazialem Schutt u.a durch den ansteigenden Meeresspiegel diskutiert.

Definition of Deep-Sea Organofacies - Checklist

Organic Facies	Facies I - 1	Facies I - 2	Facies II - 1	Facies II - 2	Facies II - 3	Facies II - 4	Facies III - 1	Facies III - 2
Organic character	marine	terrigenous	terrigenous	terrigenous	marine	terrigenous	terrigenous	terrigenous
Bulk TOC wt. %	0.3-0.9	0.4-0.55	0.15-0.5	0.1-0.5	0.25-0.5	0.5-0.85	0.3-1.1	0.2-0.45
Alginite grain %	30-60	20-30	10-30	5-30	30-45	25-40	20-30	15-25
Vitrinite grain %	10-50	45-70	30-80	10-40	10-35	25-40	40-70	45-75
Inertinite grain %	10-45	10-25	5-40	30-80	30-45	30-50	15-35	5-25
Hydrogen-Index: mgHC/gTOC	80-270	40-90	20-100	40-110	80-110	150-270	30-100	70-180
Tmax° C	< 400	< 400-430	< 400	< 400	< 400	< 400	420-440	450-500
δ ¹³ C _{org} ‰PDB	-21.5 to -23.0	n.d.	-23.5 to -26.0	-22.5 to -25.0	-24.0 to -24.5	-22.0 to -24.0	< -24.0	-23.5 to -24.3
Corg/Ntot	3-8	7-20	3-12	3-8	7	5	4-18	3-20
Sedimentary process/ Diagenetic Alteration	near surface diagenesis of marine OM	Input of fine-grained allochthonous OM	almost complete degradation of marine OM; high input of fine-grained non-oxidized allochthonous OM	almost complete degradation of marine OM; high input of fine-grained oxidized allochthonous OM	enhanced preservation of marine OM	latest deglacial winnowing of shelf-sediments high input of fine-grained oxidized allochthonous OM	high input of coarse-grained fossil, mature OM	high input of coarse-grained fossil, overmature OM

Tab. A2-2: Schwankungen organisch-geochemischer und -petrologischer Parameter in den verschiedenen Organofaziestypen und ihre Zuordnung zu Sedimentationsprozessen und dem Grad des diagenetischen Abbaus.

- Sedimente der Organofazies III-1 treten während glazialer und deglazialer Klimaphasen auf. Die stark erhöhten OC-Gehalte sind auf thermisch reifes OM (Kohle- und Schwarzschiefer-Klasten) in der Fraktion $> 500\mu\text{m}$ und auf signifikante Anteile detritischer Vitrinite (nicht oxidiert) zurückzuführen. Geochemische Parameter bestätigen mit niedrigen HI, hohen C/N-, sehr leichten $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ - und deutlich erhöhten Tmax-Werten den allochthonen, fossilen organischen Charakter der Sedimente.
- Eine Variation der vorher diskutierten Fazies III-1 beschreibt die Organofazies III-2. Thermisch überreifes OM, welches jedoch bei der mikroskopischen Analyse nicht identifiziert werden kann, führt zu einer auffälligen Überprägung der geochemischen Parameter. Stark erhöhte Tmax- und z.T. HI-Werte treten zusammen mit schweren $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ -Werten auf und hinterlassen ein charakteristisches Signal im Sediment.

Korrelation von Litho- und Organofazies in Abhängigkeit von pelagischen und glaziomarinen Sedimentationsregimes

Die Verknüpfung von Organo- und Lithofazies, bezogen auf die verschiedenen Oberflächenwassermassen und glaziomarinen Sedimentationsregimes, ist in Abb. A2-14 skizziert. Unter atlantischen Wassermassen werden Sedimente der Lithofazies A abgelagert. In oberflächennahen, frühdiagenetisch wenig veränderten Sektionen tritt die dominant marine Organofazies I-1 auf. In den diagenetisch reiferen Profilen, beispielsweise in den Sedimenten des letzten interglazialen Höchststandes (Isotopenereignis 5.5.1), ist die Organofazies II-3 ausgebildet, bei der autochthone organische Anteile signifikant erhöht, aber gegenüber den Oberflächensedimenten bereits deutlich abgebaut sind. Ansonsten korreliert die Lithofazies A in den Ablagerungen des Isotopenstadiums 5 mit der stark degradierten Organofazies II-2. Auch in der für Randbereiche atlantischer Wassermassen typischen Lithofazies B3 ist die Organofazies II-2 ausgebildet. Unter dem arktischen Oberflächenwasser und unter dem Ostgrönland-Strom sind die Lithofazies B2 und B1 mit den terrigenen, nicht oxidierten Organofazies II-1 und I-2 assoziiert.

Während der Glazialzeiten sind bei saisonal variabler Meereisbedeckung und Eisbergdrift die Lithofazies B1 und B2 ausgebildet, wobei in B1 ein geringer IRD- und in B2 ein mittlerer IRD-Eintrag zu verzeichnen ist. Beide Lithofaziestypen korrelieren mit den Organofazies II-1 und II-2. Hohe IRD-Gehalte, kombiniert mit einem hohen Anteil an fossilem OM, sind bestimmende Parameter der glazialen Lithofazies C, die meist mit der Organofazies II-1 verknüpft ist. Als Spezialfall tritt im ausgehenden Deglazial in Kontinentnähe, z.B. im Kern 23071, die Organofazies II-4 auf. Im Zusammenhang mit der Instabilisierung der Eiskante, die in glazialen Hochphasen und im frühen Deglazial weit auf den Schelf vorgerückt ist, erfolgt pulsartige Diamiktsedimentation (Lithofazies D, E und F). Ein hoher Eintrag von thermisch reifem OM resultiert in der Organofazies III-1, während die Ablagerung von überreifem OM zur Ausbildung der Organofazies III-2 führt.

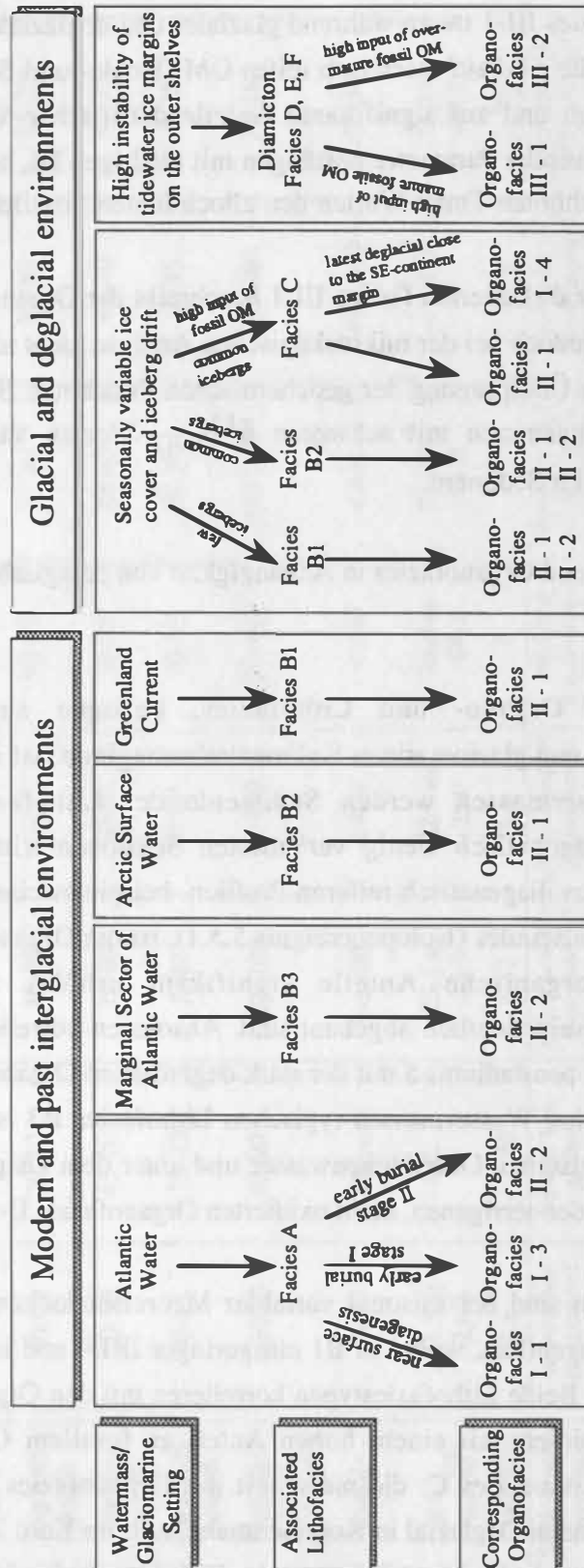


Abb. A2-14: Korrelation lithologischer und organischer Faziesseinheiten in Abhängigkeit von pelagischen und glaziomarinem Sedimentationsregimes.

Prozeßorientierte Interpretation sedimentologischer und organischer Proxydaten am Beispiel des Kerns 23071 in den Zeitscheiben 6-5 und 2-1

In den Sequenzen des Kerns 23071 vom äußeren Vøring-Plateau sind die klimagesteuerten Veränderungen im Sedimentationsgeschehen zeitlich hochauflösend dokumentiert und werden im Folgenden vergleichend für die beiden Glazial- (6 und 2), Deglazial- (6/5 und 2/1) und Interglazial- (5 und 1) Phasen analysiert (Abb. A2-15).

Im Isotopenstadium 6 werden grundsätzlich unterschiedliche Ablagerungsmechanismen in der Diamiktsedimentation (Lithofazies E, F, bzw. Organofazies III-1, III-2) und der glazialen Hintergrundsedimentation (Lithofazies C, bzw. Organofazies II-1) erkannt. Diamikte wurden im Zeitraum 148-144 ky abgelagert. Die Karbonatgehalte sind nahe 0 Gew.%, die sehr wenigen planktischen Foraminiferen extrem gelöst und benthische Foraminiferen fehlen vollständig. Den hohen Gehalten an terrigener Grobfaktion sind pulsartig erhöhte OC-Gehalte (>1 Gew.%) aufgesetzt. Der organische Charakter dieser Sedimente ist eindeutig durch allochthones, z.T. thermisch reifes OM bestimmt, wie terrigenes OM bis zu 80 %, niedrige HI- (<50 mgKW/gOC), hohe Tmax- (420-440 °C), hohe C/N- (bis 17) und leichte $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ -Werte (bis -24,6 ‰PDB) belegen. Die glaziale Hintergrundsedimentation (144-128 ky) zeigt niedrige Karbonatgehalte (etwa 10 Gew.%) bei guter Karbonaterhaltung, niedrige Benthos- und Planktonwerte und niedrige bis mittlere OC-Gehalte (0,2-0,4 Gew.%) terrigenen Ursprungs, nachgewiesen durch hohe Tmax, niedrige HI und leichte $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ bis -26 ‰.

Im Vergleich hierzu ist die Diamiktsedimentation im Isotopenstadium 2 (z.B. bei 24-23 und 16 ka) geringmächtiger bei niedrigeren Amplituden der sedimentologischen und organischen Parameter (HENRICH, 1992, WAGNER, 1993). Im OC-Signal werden pulsartige Anstiege in den Gehalten, wie sie für das Isotopenstadium 6 typisch sind, nicht festgestellt. Somit kann auf eine deutlich unterschiedliche Sedimentationsdynamik zwischen den Stadien 6 und 2 geschlossen werden. Im Stadium 6 bestimmt eine extreme Eisbergdichte mit einem intensiven glaziomarinen Sedimenteintrag das Ablagerungsregime. Bei einem insgesamt vergleichbaren Bild ist jedoch im Stadium 2 eine deutlich niedrigere Dynamik überliefert. Die glaziale Hintergrundsedimentation ist analog zum Stadium 6 ausgebildet.

In der Termination II wird ein Tiefstand der Karbonatwerte (<5 Gew.%) sowie ein Lösungspuls bei 124 ka, bei generell geringen planktischen Foraminiferengehalten und sehr geringen bis fehlenden Anteilen benthischer Foraminiferen und einem maximalen Eintrag von terrigener Grobfaktion (>30 Gew.%) beobachtet. In Proben mit niedrigen OC-Gehalten ist ein organischer Charakter wie in der glazialen Hintergrundsedimentation ausgebildet, allerdings fallen durchweg hohe Tmax (400-420 °C) mit den leichtesten $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ -Werten (-26,6 ‰PDB) auf.

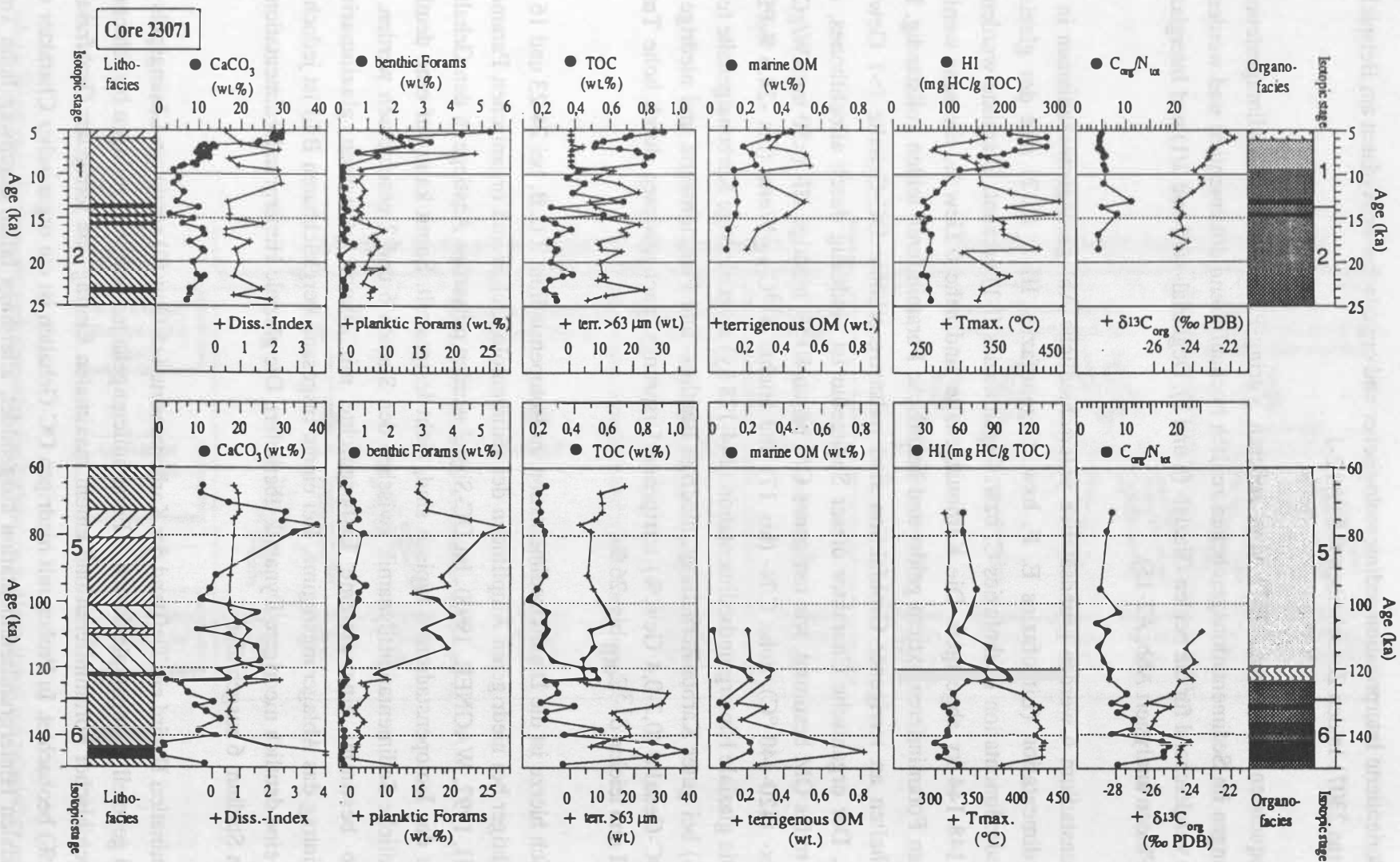


Abb. A2-15: Sedimentologische, mikrobiologische und organische Proxydaten am Beispiel des Kerns 23071, äußeres Vöring-Plateau, in den Zeitscheiben 6-5 und 2-1. (Signaturen der Litho- und Organofazieseinheiten siehe Abb. A2-16).

Im Vergleich hierzu werden in der Termination IA größere Schwankungen der Karbonatgehalte mit niedrigen Werten (3-5 Gew.%) in zwei diamiktartigen Sedimentationspulsen (14,8-14,6 ky und 13,5-13,2 ky) und höheren Werten (10 Gew.%) in der glazialen Hintergrundsedimentation festgestellt. Die Karbonaterhaltung ist gut, die terrigene Grobfractionwerte sind gegenüber der Hintergrundsedimentation (7-16 Gew.%) nur leicht erhöht. Organische Parameter belegen für beide "Diamikte" einen pulsartigen Anstieg des terrigenen, thermisch reifen (T_{max} 440 °C) OM. Die fehlende Karbonatlösung und der geringe terrigene Grobfaktionsgehalt in den Diamiktpulsen weisen auf eine vergleichsweise geringe Eisbergdichte und eine daraus resultierende weniger stabilisierte Oberflächenwassermasse hin. Im Zeitabschnitt zwischen 12,5-9 ky werden insgesamt niedrige Karbonatgehalte (3-7 Gew.%), bei guter Erhaltung zwischen 12,5-11 ky und einem Lösungspuls von 11-9 ky, gemessen. Die Gehalte an Benthos- und Planktonforaminiferen sind gering bis sehr gering im Gegensatz zu mittleren terrigenen Grobfaktions- (bis 20 Gew.%) und OC-Gehalten, die einen terrestrischen organischen Charakter aufweisen. Das Sedimentationsregime war somit ähnlich wie während der glazialen Hintergrundsedimentation.

Im interglazialen Stadium 5 zeichnen die Fluktuationen der Karbonatgehalte sehr deutlich klimatisch bedingte Veränderungen der Oberflächenwassermassen nach. Bis in den Eem-Höchststand (5.5.1) vor 122 ka werden die Karbonatwerte (Maximalwert 18 Gew.%) durch laterale Zufuhr feinkörniger, terrigener Suspensionsfracht noch sehr stark verdünnt. Das erste Karbonatmaximum ist erst im Zeitraum 118-113 ky überliefert. Während der interglazialen Wärmespitzen 103 ka (5.3) und 79 ka (5.1) sind deutlich höhere Gehalte (24 Gew.% bzw. 38 Gew.%) überliefert. Hingegen erfolgt während der interglazialen Abkühlphasen bei 104 (5.4) und 90 ka (5.2) ein Rückgang der Karbonatgehalte auf 10-14 Gew.%. Die Karbonaterhaltung ist im gesamten Stadium 5 gut und die Gehalte an Benthosforaminiferen sind hoch. Planktonkurven folgen dem Trend der Gesamtkarbonatkurve. Insgesamt ist der Eintrag terrigener Grobfraction niedrig (3-7 Gew.%), mit Ausnahme eines Sedimentationspulses im Stadium 5.3 (10-13 Gew.%). In einem signifikanten OC-Anstieg im Stadium 5.5.1 ist durch erhöhte Anteile von autochthonem OM (Organofazies II-3, bis 0,5 Gew.% OC, davon 41 % marines OM, HI bis 110) das Produktivitätsmaximum des letzten Interglazials dokumentiert. Ansonsten ist der organische Gehalt in den interglazialen Sequenzen des Stadiums 5 sehr niedrig und bis auf nicht weiter abbaubare, oxidierte terrestrische Anteile reduziert (Organofazies II-2, OC 0.2 Gew.%, HI 30-50).

Auch im Holozän werden im Zeitraum 9-6,5 ky zunächst nur leicht ansteigende Karbonatwerte (10-14 Gew.%) festgestellt, die einen Hinweis auf hohe Verdünnung durch terrigene Suspensionsfracht geben. Zwischen 6,5 ky und der Sedimentoberfläche erfolgt ein starker Anstieg der Karbonatwerte auf 24-30 Gew.% bei guter Karbonaterhaltung. Parallel zu dem Gesamtkarbonat steigen auch die Gehalte an planktischen und benthischen Foraminiferen an. Die Gehalte an terrigener Grobfraction sind während der letzten 9 ky minimal (0-0,3 Gew.%). Ein deutlich ausgebildeter OC-Puls zwischen 9-6,5 ky (maximal 0,9 Gew.%) korreliert zeitlich exakt mit der oben diskutierten

Karbonatverdünnung. Mikroskopische Untersuchungen belegen eine Dominanz von oxidiertem, detritischen OM, so daß auch dieser Parameter einen Hinweis auf eine intensive Mobilisierung terrigener Suspensionsfracht von den Schelfen bis in pelagische Bereiche liefert. Während der letzten 6 ky wird ein kontinuierlicher Anstieg des OC-Signals auf 0,9 Gew.% festgestellt, der mit einem Anstieg des autochthonen OM korreliert (steigende Alginat-Anteile auf über 50 %, steigende HI auf 150 und Anstieg der $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ -Werte auf bis zu -22 ‰PDB).

Resumé und paläo-ozeanographische Implikationen:

Im Stadium 6 können zwei grundsätzlich unterschiedliche Sedimentationsregimes erkannt werden:

- Die glaziale Hintergrundsedimentation während Phasen mit relativer Stabilität der kontinentalen Eismassen auf dem Schelf, die vermutlich mit der Phase maximalen Eiszuwachses und dem Vorschub auf dem Schelf korreliert.
- Diamikte als pulsartige, episodische glaziomarine Eintragsereignisse und Dokumente plötzlicher Instabilität der weit auf den Schelf vorgerückten kontinentalen Eisränder, z.T. in Form von kurzfristigen "surge"-artigen Rückzugsphasen.

Während der Termination II ist durch einen maximalen IRD-Eintrag die Hauptrückzugsphase der kontinentalen Eismassen von den Schelfen belegt. Zeitgleich mit dem Maximum der Schmelzwassereinspeisung (Isotopenereignis 5.5.3, nach VOGELSANG, 1990) tritt ein Lösungspuls im Tiefenwasser auf. In der Endphase der Termination II bis in den Eem-Höchststand (Isotopenereignis 5.5.1) erfolgt ein hoher Eintrag terrigener Suspensionsfracht, ein Hinweis für ein "Freiräumen der Schelfe vom glazialen Schutt" bei ansteigendem Meeresspiegel und verstärkten Bodenströmungen.

Die Karbonat-, Plankton- und Benthoskurven des Isotopenstadiums 5 zeichnen klimatische Oszillationen exakt nach, mit deutlichen Maxima während der Wärmephasen in den Isotopenereignissen 5.5.1, 5.3 und 5.1 sowie Minima während der Kältephasen (Isotopenereignisse 5.4 u. 5.2). Ein geringer, aber signifikanter IRD-Eintrag während der Kältephasen belegt ein erneutes Anwachsen und Vorrücken der Inlandvereisungen bis auf den Schelf.

Eine im Vergleich zum Stadium 6 geringere Vereisungsintensität und geringere Ausdehnung der Eismassen auf dem Schelf dokumentiert sich in einer Abschwächung der Kontraste zwischen Diamiktsedimentation und glazialer Hintergrundsedimentation während des Isotopenstadiums 2. Aus diesem Befund kann auf eine niedrigere Sedimentationsdynamik geschlossen werden.

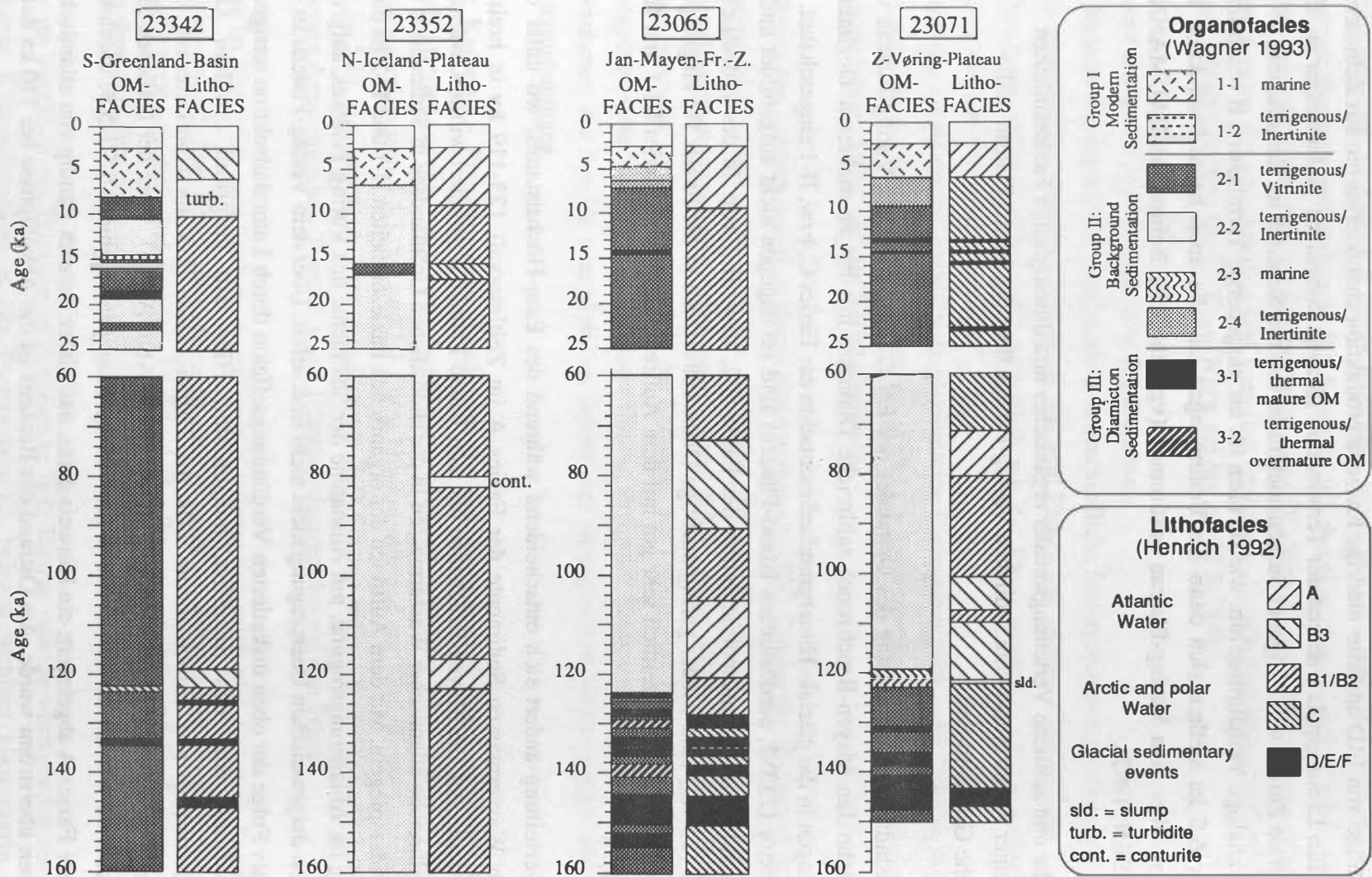
Der im Vergleich zur Termination II geringere IRD-Eintrag und die wechselnden aber insgesamt höheren Karbonatgehalte in der Termination IA belegen weniger glaziomarin dominierte Ablagerungsverhältnisse. Die insgesamt niedrige glaziale Karbonatproduktion wird in zwei diamiktartigen Sedimentationspulsen bei 14,8 - 14,6 ky und 13,5 - 13,2 ky, letzter mit Ausbildung

eines deutlichen Schmelzwasser-Isotopensignals (WEINELT et al., 1992), noch weiter reduziert. Geringe Einträge von IRD und eine niedrige Karbonatproduktion charakterisieren das Zeitintervall 12,5 - 9 ky. Ein Lösungspuls während der Termination IB zeigt korrosives Tiefenwasser an. Eine intensive laterale Zufuhr von terrigener Suspensionsfracht von den Schelfen im Zeitabschnitt 9 - 6,5 ky weist auf analoge Verhältnisse hin, wie sie oben für die ausgehende Termination II beschrieben wurden. Vor 6,5 ka stellten sich dann die Bedingungen ein, die auch heute Produktion und Sedimentation über dem Vøring-Plateau bestimmen (vgl. ähnliche Befunde in BAUMANN & MATTHIESSEN, 1992).

Räumliche und zeitliche Verteilungsmuster organischer und lithologischer Faziesseinheiten entlang einer Kerntraverse vom südlichen Vøring-Plateau über das Island-Plateau in die südöstliche Grönland-See

Im Isotopenstadium 6 sind entlang des Ostrandes des EN (23071, südliches Vøring-Plateau und 23065, östliche Jan-Mayen-Bruchzone) zahlreiche Diamikte mit bis zu mehreren Dezimetermächtigen Lagen in die glaziale Hintergrundsedimentation der Fazies C, bzw. II-1 eingeschaltet. Im zentralen Sektor (23352, nordöstliches Island-Plateau) sind sie dagegen nicht ausgebildet und es herrscht glaziale Hintergrundsedimentation der Fazies B2, bzw. II-2 vor. In der südöstlichen Grönlandsee (23342) sind wieder geringmächtige Diamikthorizonte in die Fazies B2 eingelagert. Die Diamiktfazies korreliert zeitlich sehr gut mit dem Auftreten der Organofazies III-1 und III-2 (Abb. A2-16).

Die Faziesverteilung ändert sich entscheidend während des Eem-Höchststands, wo unter den temperierten Wassermassen Sedimente der Fazies A im Zeitintervall 123-119 ky in breitem Ausstrich entlang der Jan-Mayen-Bruchzone bis zum Island-Plateau abgelagert wurden, während sich die Randbreiche atlantischer Wassermassen in der südöstlichen Grönlandsee in Sedimenten der Fazies B3 widerspiegeln. Mit dem Auftreten der organischen Faziesseinheiten II-1 und II-2 ist diese Veränderung im Ablagerungsregime, mit Ausnahme der Sedimente des Vøring-Plateaus, aufgrund der intensiven diagenetischen Überprägung nicht mehr überliefert. Über dem Vøring-Plateau ist die Fazies B3, als Folge der oben diskutierten Verdünnungseffekte durch Lateraladvektion terrigener Suspensionsfracht von den Schelfen, ausgebildet. Hier tritt aufgrund erhöhter OC-Akkumulationsraten von autochthonem OM die Organofazies II-3 als Überlieferung des interglazialen Produktivitätsmaximums (5.5.1) auf (siehe Abb. A2-16). Über der östlichen Jan-Mayen-Bruchzone werden im Zeitabschnitt 123-100 ky (Isotopenereignisse 5.5.1-5.3) durchweg Sedimente der Fazies A abgelagert; ein Hinweis dafür, daß dieser Bereich ständig von atlantischen Wassermassen überströmt wurde. Am Ostrand des Beckens ist die Abkühlphase bei 110 ka durch Einschaltung der Fazies B2 belegt. Das Island-Plateau und die südöstliche Grönland-See zeigen im Intervall 117-70 ky durchweg Sedimente der Fazies B2 und wurden somit von den atlantischen Wassermassen nicht mehr erreicht.



Während des Isotopenereignisses 5.2 lagerten sich von 100-81 ky an allen Positionen der Kerntraverse Sedimente der Fazies B2 ab, ein deutlicher Hinweis für eine drastische Abkühlung, die sich u.a. auch in einem starken Eiszuwachs über Skandinavien dokumentierte. Vor 80 ka (5.1) erfolgte eine erneute Verstärkung des Einstroms atlantischer Wassermassen, belegt durch die Ausbildung der Fazies A über dem Vøring-Plateau und der Fazies B3 an der Jan-Mayen-Bruchzone. Die insgesamt deutliche Differenzierung lithologischer Faziesseinheiten im Isotopenstadium 5 wird in dem organischen Charakter der Sedimente aufgrund einer intensiven diagenetischen Überprägung nicht nachvollzogen (WAGNER, 1993).

Im Isotopenstadium 2 sind Diamikte auf den östlichen Kontinentalrand beschränkt, was als Hinweis auf eine im Vergleich zum Stadium 6 geringere Ausdehnung der kontinentalen Eismassen auf den Schelfen interpretiert werden kann. Während an den Kernpositionen der Jan-Mayen-Bruchzone und des östlichen Island-Plateaus bereits ab 9 ky atlantische Wassermassen durch die Fazies A nachgewiesen sind, wurden gleichartige Sedimente über dem Vøring-Plateau erst ab 6,5 ky abgelagert. Eine intensive Umlagerung von glazialen Schutt aus dem norwegischen Schelfbereich ist durch die Organofazies II-4 und II-2, mit einem stark nach Westen abnehmenden Gradienten, im östlichen Sektor des EN überliefert (23071 und 23065). Signifikant zur Sedimentoberfläche ansteigende OC-Gehalte belegen mit einer deutlichen Zunahme von autochthonem OM (Organofazies I-1) intensive frühdiagenetische Abbauprozesse in den obersten Dezimetern der Sedimente.

2.3. Erste Ergebnisse zu laufenden Untersuchungen zur IRD-Bilanz und zum Nachweis von Bodenströmung

Verteilung charakteristischer IRD-Tracer entlang einer Kerntraverse vom südlichen Vøring-Plateau über das Island-Plateau in die südliche Grönland-See in Raum und Zeit

Die Bearbeitung des IRD-Eintrags entlang einer Kerntraverse vom südlichen Vøring-Plateau über das Island-Plateau in die südliche Grönland-See ist weitgehend abgeschlossen. In Abb. A2-17 sind die Variationen des IRD-Eintrags während der beiden letzten Glazial/Interglazialzyklen exemplarisch für den Kern 23062 (Jan-Mayen-Bruchzone) dargestellt. Besonders auffällig ist die gute Korrelation hoher Grobterrigengehalte und hoher Anteile der Tracer-Lithologie dunkelgraue Siltsteine in den Diamikt-Sedimentationspulsen im Stadium 6. Hingegen wird die glaziale Hintergrundsedimentation mehr durch Quarz und Kristallin bestimmt. Auch während der interglazialen Kältephasen treten innerhalb des Isotopenstadiums 5 vor ca. 110 ka und 90-80 ky IRD-Tracerlithologien in den Grobterrigenpulsen auf.

Bei einer Durchsicht der Verteilungsmuster der IRD-Lithologien fällt auf, daß bestimmte Lithologien besonders signifikante Häufigkeitsschwankungen bzw. regionale Präferenzen in ihrem

Auftreten zeigen. Unter diesen IRD-Tracern sind dunkelgraue Siltsteine, Schreibkreide und Kohle von größter Bedeutung. Während für Kohlen und dunkelgraue Siltsteine Herkunftsgebiete auf den östlichen, westlichen und nördlichen Schelfen des EN und des Arktischen Ozeans in Frage kommen, ist die Schreibkreide nur bis 59° N verbreitet, und bezeugt somit stets eine Herkunft der Eisberge aus Regionen südlich des EN (bzgl. einer detaillierter Diskussion potentieller Herkunftsgebiete siehe HENRICH, 1992, WAGNER, 1993). Aus Abb. A2-18 sind die Verteilungsmuster der wichtigsten IRD-Tracer dunkelgraue Siltsteine, Kohle und Schreibkreide während der letzten beiden Glazial/Interglazial-Zyklen entlang der Kerntraverse vom Vøring-Plateau in die Grönland-See ersichtlich. Im Isotopenstadium 6 fallen besonders Diamikt-Sedimentationspulse auf, die hohe Anteile des IRD-Tracers dunkelgraue Siltsteine enthalten. Dies gilt insbesondere für das Zeitintervall 140-130 ky (Isotopenereignisse 6.3 und 6.2), wo dunkelgraue Siltsteine entlang der gesamten Kerntraverse in hohen Anteilen auftreten. Während der Termination II und im Substadium 5.5.3 sind hohe Anteile "Dunkelgrauer Siltsteine" auf den Westsektor beschränkt. Kohle zeigt eine stärkere Verbreitung in den östlichen und westlichen Kernen und tritt im Zentralsektor nicht auf. Schreibkreidevorkommen sind im Ostsektor, insbesondere über dem Vøring-Plateau konzentriert. Zusätzlich werden hier in vielen Proben Kohlen und dunkelgraue Siltsteine festgestellt. In einer ersten vorläufigen Interpretation werden folgende Eisbergdriftmuster aus den o.a. Befunden abgeleitet:

- Phasen großer Häufigkeiten dunkelgrauer Siltsteine entlang der gesamten Traverse kennzeichnen möglicherweise Zeitabschnitte hoher Instabilität der Eismassen auf dem Barents-Schelf, da dieser IRD-Tracer hier besonders weitflächig im glazialen Erosionsniveau ansteht. Das gleichzeitige Auftreten von Schreibkreide über dem Vøring-Plateau belegt auch für diese Phasen einen Zustrom von Eisbergen aus südlichen Regionen.
- Das Auftreten von Kohle zusammen mit dunkelgrauen Siltsteinen am Ost- und Westende der südlichen Traverse, während sie im Zentralabschnitt fehlt, spricht für zwei unabhängige Eisdriftströme an beiden Rändern des Beckens, in die Kohle aus unterschiedlichen Herkunftsgebieten eingespeist wurde.
- Phasen mit niedrigen oder fehlenden Anteilen dunkelgrauer Siltsteine und einer Dominanz verschiedener Kristallingesteine und Metamorphite sind kennzeichnend für ein drittes IRD-Verteilungsmuster. In den östlichen Kernen wird während dieser Zeitabschnitte zusätzlich häufig Schreibkreide beobachtet. Derartige Muster sind typisch für die glaziale Hintergrundsedimentation und beschreiben einen insgesamt niedrigen IRD-Eintrag, der im wesentlichen aus lokalen Quellen gespeist wurde.

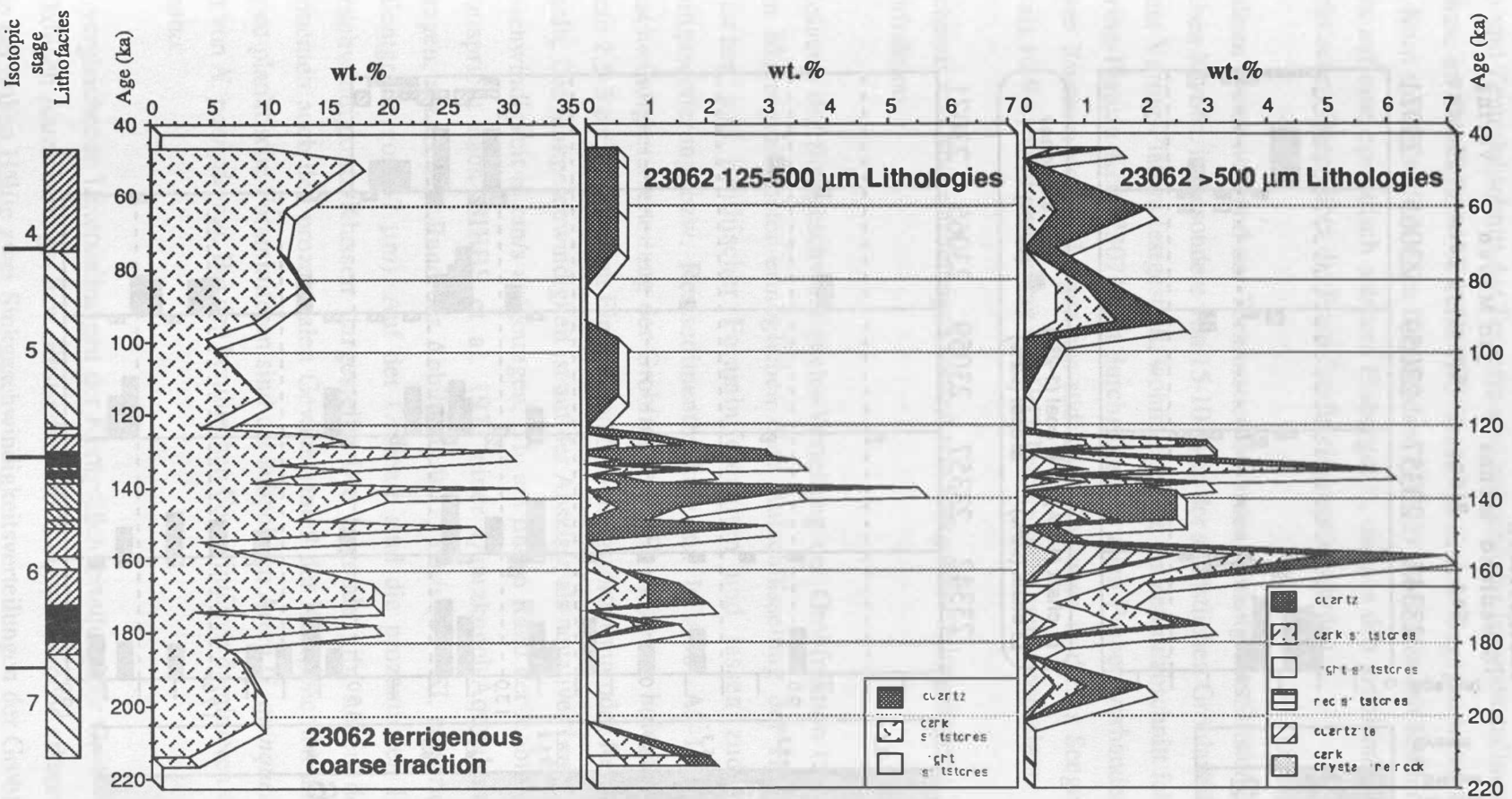


Abb. A2-17: Terrigene Tracer-Lithologien in der Kornfraktion 125-500 μm und >500 μm im Kern 23062 für die Isotopenstadien 6 und 5. (Signatur der Lithofazies siehe Abb. A2-16).

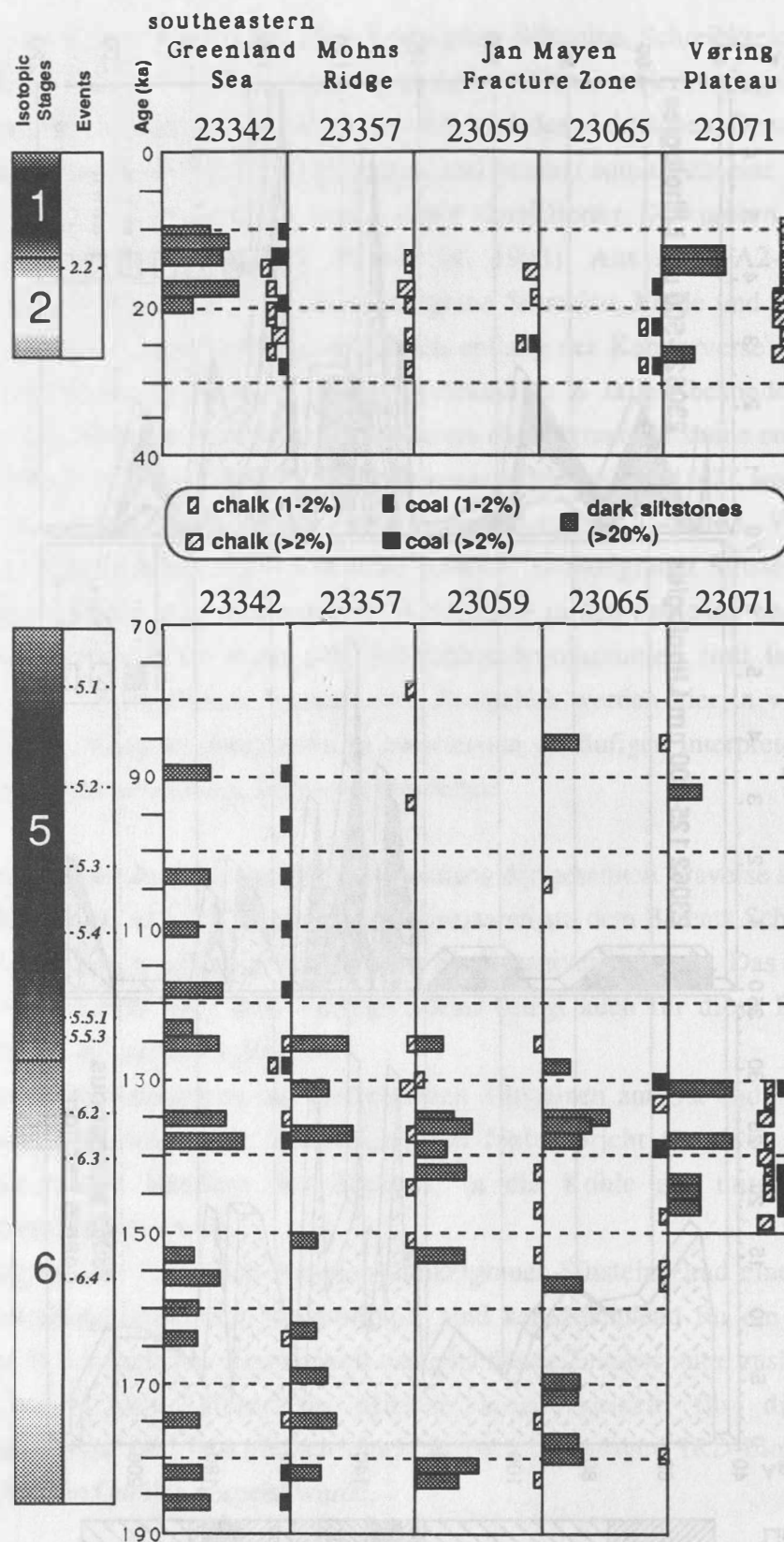


Abb. A2-18: Vorkommen und Häufigkeit der IRD-Tracer Schreibkreide und Kohle, sowie gehäuftes Auftreten dunkler Siltsteine während der Isotopenstadien 6 und 5 sowie 2 und 1 entlang einer Kerntraverse vom südlichen Vøring-Plateau über das Island-Plateau in die südliche Grönland-See.

Im Ost- und Zentralabschnitt der Traverse sind während des Isotopenstadiums 5 mit Ausnahme der Kältephase im Substadium 5.2 keine IRD-Tracer zu finden. Dagegen treten dunkelgraue Siltsteine in dem Kern aus der südöstlichen Grönlandsee (23342) zusammen mit Kohlen phasenweise auf, ein Hinweis auf eine episodisch stärkere Eisbergdrift, die aus den grönländischen Fjorden oder aus dem Arktischen Ozean über die Fram-Straße eingespeist wurden.

Im Stadium 2 und während der Termination I werden dunkelgraue Siltsteine in den östlichen und westlichen Kernen, insbesondere von 15-10 ky in der südöstlichen Grönland-See und von 15-13 ky über dem Vøring-Plateau festgestellt, wohingegen sie im Zentralabschnitt fehlen. Schreibkreide ist im Voring-Plateau Kern 23071 fast durchgängig in allen Proben vorhanden, ein Indiz für einen ständigen Zustrom von Eisbergen aus südlichen Regionen in dieses Seegebiet. Im Zeitintervall jünger als 10-9 ky wird ein Eintrag von IRD-Tracern nicht mehr beobachtet.

Nachweis von Bodenströmungen anhand von Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der Grob- und Feinfraktion

Die Messung der Sinkgeschwindigkeits-Verteilung der Grobfraktion ($>63 \mu\text{m}$) mit dem SFB-eigenen Macrogranometer ermöglichen eine Aufschlüsselung der Häufigkeiten bestimmter planktischer und benthischer Foraminiferenarten und lassen zudem Rückschlüsse auf Strömungssortierung bzw. Restsedimentbildung zu. In Abb. A2-19 ist die Zerlegung der Sinkgeschwindigkeitsverteilung der Grobfraktion ($>63 \mu\text{m}$) einer holozänen Probe (Kern 23063, Kerntiefe 2,5-5 cm), die keinen Einfluß von Strömungssortierung oder Restsedimentbildung zeigt, dargestellt. Die Sinkgeschwindigkeit ist auf der Abszisse als negativer Logarithmus zur Basis 2 der Sinkgeschwindigkeit in cm/s aufgetragen, d.h. am linken Rand der Abbildung sind 32 cm/s (=5 PSI, entspricht nach GIBBS et al. 1971 einer Quarzkugel-Äquivalentgröße von 2,4 mm) aufgetragen, am rechten Rand der Abbildung 0.125 cm/s (=3 PSI, entspricht einer Quarzkugel-Äquivalentgröße von $37 \mu\text{m}$). Auf der Ordinate sind die prozentualen Häufigkeiten von 401 Sinkgeschwindigkeits-Klassen dargestellt. Die Legende gibt neben der Beschreibung der Komponenten auch den prozentualen Gewichtsanteil der Komponenten an der Gesamtprobe an. Häufigste planktische Foraminiferen sind die subpolaren Arten *G. quinqueloba* und *G. bulloides*, gefolgt von *N. pachyderma*. Bei den benthischen Foraminiferen dominieren *C. wuellerstorfi* und *O. umbonatus*.

Durch vergleichende Untersuchungen der Korngrößenverteilung der Grob- und Feinfraktion einer Probe können Anreicherungs- bzw. Restsedimentbildungsphänomene erkannt werden. Abb. A2-20 zeigt in der linken Hälfte zwei Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der Grobfraktion ($>37 \mu\text{m}$) von Proben des Kernes 23071 (im oberen Teil die Sedimentoberflächenprobe bis 1 cm Kerntiefe, darunter die Probe aus 651-652 cm Kerntiefe; Achsendarstellung siehe Abb. A2-19). Im rechten Teil dieser Abbildung sind Korngrößenverteilungen der Feinfraktion von terrigenem und

karbonatischem Anteil der genannten Proben dargestellt. Die Abszisse zeigt hier die Korngröße in Mikrometern, die Ordinate die prozentualen Häufigkeiten von 60 Korngrößenklassen. Bei der Interpretation fallen die folgenden Punkte auf:

- Der gleichmäßige Anstieg der Verteilung von -1 bis 0,5 PSI deutet auf die Bildung des Sedimentes durch Strömungssortierung hin. Schneller sinkende Partikel sind ausschließlich Gehäuse agglutinierender Foraminiferen oder von *Pyrgo rotalaria*, die als autochthon anzusehen sind. Nach MILLER & KOMAR (1977) und MILLER et al. (1977) läßt sich aus diesem Sinkgeschwindigkeitsanstieg eine Strömungsgeschwindigkeit von ca. 15 bis 20 cm/s in 100 cm über dem Sediment ableiten.
- Die Form der Verteilungen des terrigenen und karbonatischen Anteils des Sediments zeigt, daß die Feinfraktion als Restsediment anzusehen ist. Der markante Peak zwischen 3 und 13 μm ist aufgrund höherer physiko-chemischer und biologischer Bindungskräfte nicht erodiert. In Verbindung mit der Sinkgeschwindigkeitsverteilung in Abb. A2-19 ergibt sich das Bild eines durch ein Strömungsereignis mit Strömungen von 15 bis 20 cm/s beeinflussten Sediments.
- Die Peaks dieser Verteilung sind nicht, wie Analysen mit dem Separator zeigen, durch Häufung von Gehäusen bestimmter Foraminiferenarten bedingt, sondern vermutlich durch Strömungsereignisse. Das Fehlen der Gehäuse von *Pyrgo rotalaria* und agglutinierender Foraminiferen zwischen -4 und -2 PSI zeigt, daß infolge hoher Sedimentationsraten durch intensiven Strömungstransport diese Foraminiferen nicht hier lebten oder aufgrund eines "Verdünnungseffektes" keinen größeren Sedimentanteil stellen.
- Die Lage der Peaks von terrigenem und karbonatischem Anteil der Feinfraktion übereinander deutet auf Strömungssortierung hin. Es lassen sich unterschiedlich intensive Strömungsereignisse unterscheiden. Insgesamt ergibt sich das Bild eines durch variable Strömungen zusammengetragenen Sediments.

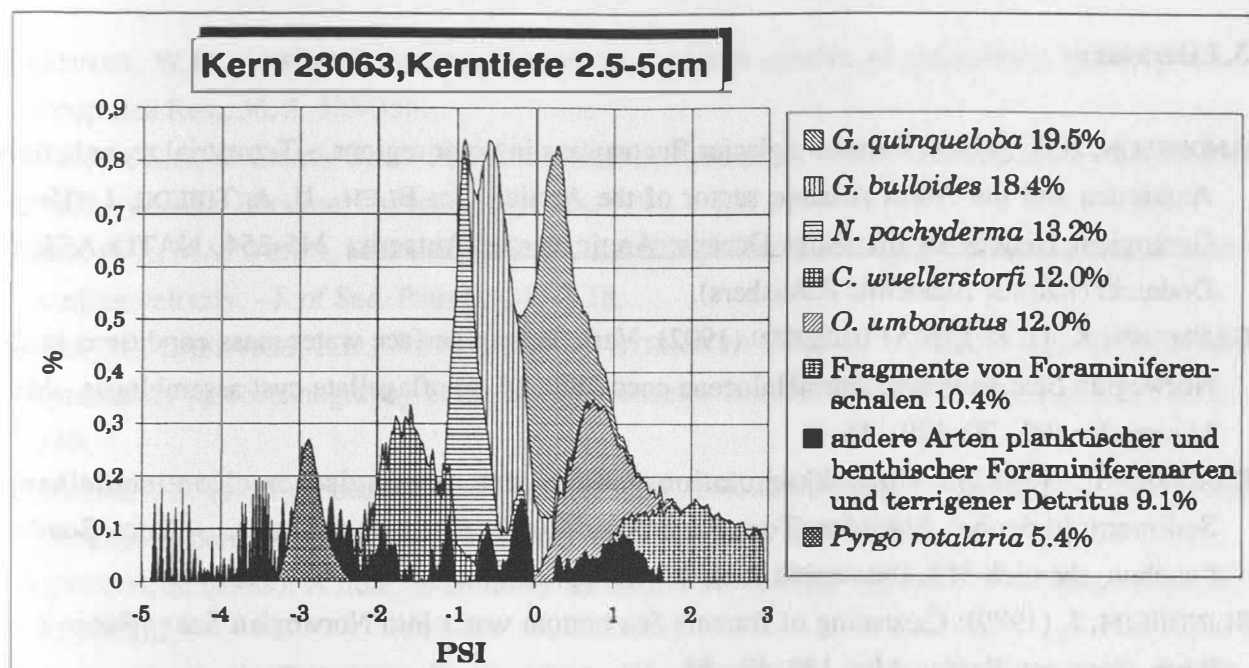


Abb. A2-19: Zerlegung der Sinkgeschwindigkeitsverteilung der Grobfraction ($>63 \mu\text{m}$) einer holozänen Probe (Kern 23063, Kerntiefe 2,5-5 cm) ohne Einfluß von Strömungssortierung oder Restsediment-Bildung.

Abb. A2-20: Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der Grobfraction ($>37 \mu\text{m}$) und Korngrößenverteilungen der Feinfraction von terrigenem und karbonatischem Anteil von Proben des Kerns 23071 (im oberen Teil die Sedimentoberflächenprobe bis 1 cm Kerntiefe, darunter die Probe aus 651-652 cm Kerntiefe).

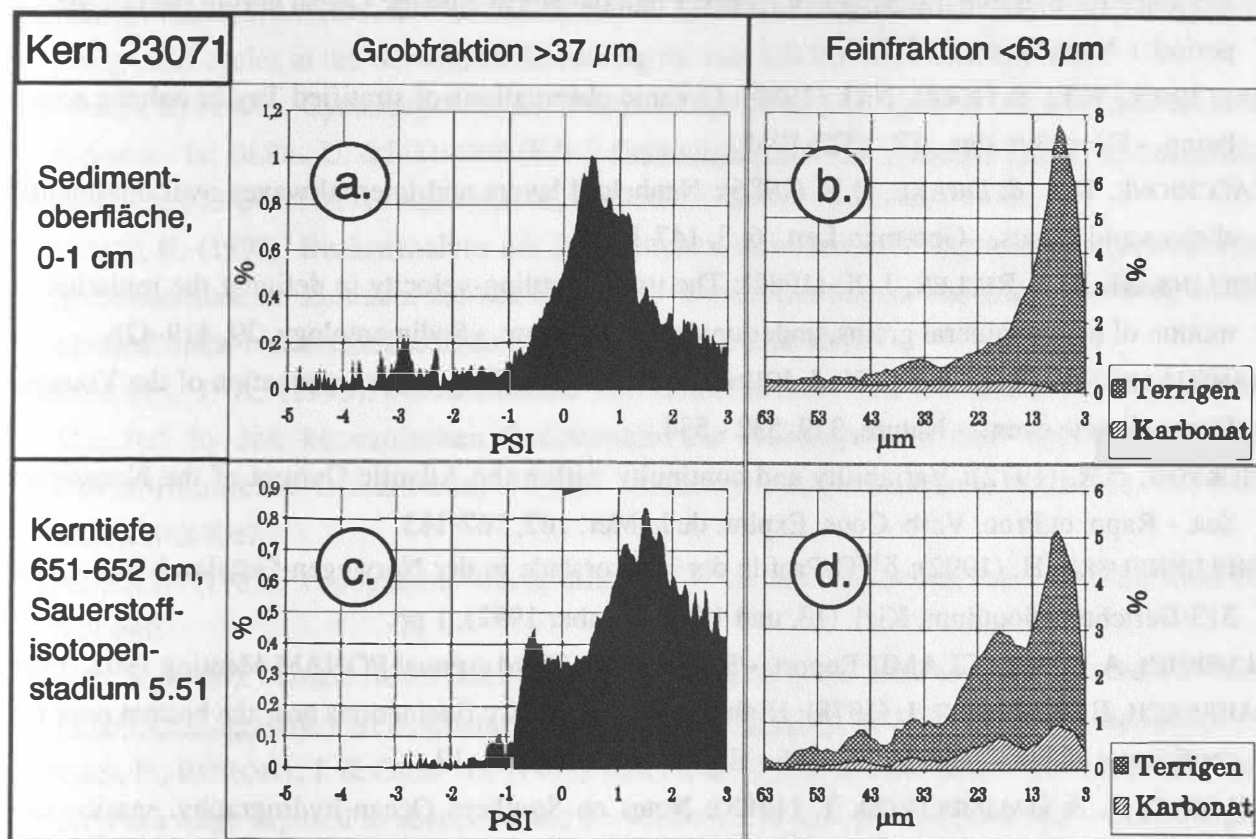


Abb. A2-20: Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der Grobfraction ($>37 \mu\text{m}$) und Korngrößenverteilungen der Feinfraction von terrigenem und karbonatischem Anteil von Proben des Kerns 23071 (im oberen Teil die Sedimentoberflächenprobe bis 1 cm Kerntiefe, darunter die Probe aus 651-652 cm Kerntiefe).

3. Literatur:

- ANDERSON, B.G. (1990): Cenozoic glacier fluctuations in polar regions. - Terrestrial records from Antarctica and the North Atlantic sector of the Arctic. - in: BLEIL, U. & THIEDE, J. (Hrsg.) Geological History of the Polar Oceans, Arctic versus Antarctic, 245-254, NATO ASJ, C, Dordrecht (Kluwer Academic Publishers).
- BAUMANN, K.-H. & J. MATTHIESSEN (1992): Variations in surface water mass conditions in the Norwegian Sea: Evidence from Holocene coccolith and dinoflagellate cyst assemblages. - *Mar. Micropaleontol.*, 20, 129-146.
- BLAUME, F. (1992): Hochakkumulationsgebiete am norwegischen Kontinentalhang: Sedimentologische Abbilder Topographie-geführter Strömungsmuster. - *Ber. Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel*, 36, 150 pp.
- BLINDHEIM, J. (1989): Cascading of Barents Sea bottom water into Norwegian Sea. - *Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer*, 188, 49 - 58.
- BOURKE, R.H., NEWTON, J.L., PAQUETTE, R.G. & TUNNICLIFF, M.D. (1987): Circulation and water masses of the East Greenland Shelf. - *J. Geophys. Res.*, 92, 6729-6740.
- BOND G., H. HEINRICH, W.S. BROEKER, L. LABEYRIE, J. MCMANUS, J. ANDREWS, S. HUON, T. JANTSCHIK, S. CLASEN, C. SIMET, K. TEDESCO, M. KLAS, G. BONANI & S. IVY (1992): Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period. - *Nature*, 360: 245-249.
- BRECHNER, W.O. & HOGG, N.G. (1980): Oceanic observations of stratified Taylor columns near a bump. - *Deep-Sea Res.*, 27, 1029-1045.
- CACCHIONE, D.A. & DRAKE, D.E. (1986): Nepheloid layers and internal waves over continental shelves and slopes. - *Geo-mar. Lett.*, 6, 3, 147-152.
- COLLINS, M. B. & RIGLER, J. K. (1982): The use of settling-velocity in defining the initiation of motion of heavy mineral grains, under unidirectional flow. - *Sedimentology*, 29, 419-426.
- DANSGAARD, W., WHITE, J.C.W. & JOHNSEN, S.J. (1989): The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. - *Nature*, 339, 532 - 534.
- DICKSON, R.R. (1972): Variability and continuity within the Atlantic Current of the Norwegian Sea. - *Rapp. et Proc. Verb. Cons. Explor. de la Mer*, 162, 167-183.
- ERELLENKEUSER, H. (1992): $\delta^{18}\text{O}$ -Profile der Wassersäule in der Norwegen-Grönland-See. - SFB 313-Berichtskolloquium, Kiel (13. und 14. November 1992), 1 pp.
- ELVERHØI, A. (1992): CLAMD Report. - Report to the Third Annual PONAM Meeting 1992, 35 p.
- FAHRBACH, E. & MEINKE, J. (1978): High frequency velocity fluctuations near the bottom over the continental slope. - "Meteor" *Forsch.- Ergebnisse*, 20, A, 1 - 12.
- FOLDVIK, A. & GAMMELSRØD, T. (1988): Notes on Southern Ocean hydrography, sea-ice and bottom water formation. - *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 67, 3-17.
- GARDNER, W.D. (1989a): Periodic resuspension in Baltimore canyon by focusing of internal tides. - *J. Geophys. Res.*, 94, C2, 18195-18194.

- GARDNER, W.D. (1989b): Baltimore Canyon as a modern conduit of sediment to the deep sea. - *Deep-Sea Res.*, 36, 3, 323-358.
- GERLACH, S.A. & GRAF, G. (1990): Europäisches Nordmeer, Reise Nr. 13, 6. Juli - 24. August 1990. - *Meteor-Berichte*, Universität Hamburg, 91, 2, 217 pp.
- GIBBS, R. J., MATTHEWS, M. D. & LINK, D. A. (1971): The relationship between sphere size and settling velocity. - *J. of Sed. Petrol.*, 41, 7-18.
- HALD, M., LABEYRIE, L.D., POOLE, D.A.R., STEINSUND, P.I. & VORREN, T.O. (1991): Late Quaternary paleoceanography in the southern Barents Sea- *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 71, 137-140.
- HÄKKINEN, S. (1987): Feedback between ice flow, barotropic flow, and baroclinic flow in the presence of bottom topography. - *J. Geophys. Res.*, 92, C4, 3807-3820.
- HÄKKINEN, S. (1988): A note on chimney formation in ice edge regions. - *J. Geophys. Res.*, 93, 8279-8282.
- HIRSCHLEBER, H., THEILEN, F., BALZER, W., BODUNGEN, B.V. & THIEDE, J. (1988): Forschungsschiff Meteor, Reise 7, Berichte der Fahrtleiter. - *Ber. Sonderforschungsbereich 313*, 10, 257 pp.
- HEINRICH, H. (1988): Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. - *Quat. Res.*, 29, 142-152.
- HENRICH, R., H. KASSENS, E. VOGELSANG & J. THIEDE (1989): Sedimentary facies of glacial-interglacial cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka.- *Mar. Geol.*, 86, 283-319.
- HENRICH, R. (1990): Cycles, rythms, and events in Quaternary arctic and antarctic glaciomarine deposits.- In: BLEIL, U. & J. THIEDE (Eds.): Geological history of the polar oceans: Arctic versus antarctic, 213-244, NATO ASJ series C, Dordrecht, (Kluwer Academic Press).
- HENRICH, R. (1992): Beckenanalyse des Europäischen Nordmeeres: Pelagische und glaziomarine Sedimentflüsse im Zeitraum 2,6 Ma bis rezent.- Unveröffentlichte Habilitationsschrift, 1-345, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Universität Kiel.
- HÖLEMANN, J. A. (1993): Akkumulation von autochthonem und allochthonem organischen Material in den känozoischen Sedimenten der Norwegischen See (ODP Leg 104).- Unveröffentlichte Dissertation, 78 pp, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Universität Kiel.
- HOGG, N.G. (1982): Topographic waves along 70°W on the continental rise. - *J. Mar. Res.*, 39, 627-649.
- HONJO, S. (1990): Particle fluxes and modern sedimentation in the Polar Oceans. - in: SMITH, W.O. Polar Oceanography. Part B: Chemistry, Biology and Geology, 687 - 739, (Academic Press).
- JENSEN, P., RUMOHR, J. & GRAF, G. (1992): Sedimentological and biological differences across a deep-sea ridge exposed to advection and accumulation of fine-grained particles. - *Oceanologica Acta*, 15, 3, 287-296.
- JOHANNESSEN, O.M. & FOSTER, L.A. (1978): A note on the topographically controlled oceanic polar front in the Barents Sea. - *J. Geophys. Res.*, 83, C9, 45-71.

- JONES, R. W. (1987): Organic facies.- *Advances in Petroleum Geochemistry*, 2, 1-80.
- KRAUSS, W. (1958): Interne Wellen großer Amplitude, Teil 2. - *Dt Hydrogr. Ztg.*, 11, 5, 194-207.
- KOMAR, P. D. & CLEMENS, K. E. (1986): The relationship between a grain's settling velocity and threshold of motion under unidirectional currents. - *J. of Sediment. Petrol.*, 56, 258-266.
- KOSHLIAKOV, M.N. (1986): Eddies in the open ocean. - In KAMENKOVICH, V.M., KOSHLIAKOV, M.N. & MONIN, A.S. (Hrsg.) Synoptic Eddies in the Ocean. Dordrecht (D. Reidel Publishing Company).
- LEGUTKE, S. (1991): A numerical investigation of the circulation in the Greenland and Norwegian Seas. - *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 118-148.
- LOCKER, S., BLAUME, F., ERLÉNKEUSER, H. & RUMOHR, J. (1993): Plankton and tephra events on the continental margin off Mid Norway during Termination I and Holocene. (in Vorb.)
- MIDTTUN, L. (1985): Formation of a dense bottom water in the Barents Sea. - *Deep-Sea Res.*, 32, 1233-1241.
- MILLER, M. C. & KOMAR, P. D. (1977): The development of sediment threshold curves for unusual environments (Mars) and for inadequately studied materials (foram sands). - *Sedimentology*, 24, 709-721.
- MILLER, M. C., MCCAVE, I. N. & KOMAR, P. D. (1977): Threshold of sediment motion under unidirectional currents. - *Sedimentology*, 24, 507-527.
- MOODY, J.A., BUTMAN, B. & BOTHNER, M.H. (1986): Near-bottom suspended matter concentration during storms. - *Cont. Shelf Res.*, 7, 609-628.
- NELSON, D.D., PIERCE, J.W. & COLQUHOUN, D.D. (1973): Sediment dispersal by cascading coastal water. - *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, 8, 423-424.
- NYFFELER, F. & GODET, C.H. (1986): The structural parameters of the benthic nepheloid layer in the Northeast Atlantic. - *Deep-Sea Res.*, 33, 2A, 195-207.
- OEHMIG, R. & WALLRABE-ADAMS, H.J. (1992): Hydrodynamic properties and grains size characteristics of volcanoclastic deposits on the Mid-Atlantic Ridge north of Iceland (Kolbeinsey Ridge). - *J. Sed. Petrol.*, 63, 140-151.
- OEHMIG, R. (1993): Entrainment of planctonic foraminifera: Effect of bulk density. - *Sedimentology*, im Druck.
- OESCHGER, H.E.E. (1984): Late-glacial climate history from ice core - *Geophys. Monogr.* 29, 5 (Maurice Ewing), 299-306.
- PEDERSEN, L.T., Gudmandsen, P. & Skiver, H. (1993): North-East Water -A remote sensing study, Report Electromagnetics Institute, Technical University of Denmark, 545, 65 pp..
- PFIRMAN, S.L. & SOLHEIM, A. (1989): Subglacial meltwater discharge in the open-marine todewater glacier environment: observations from Nordaustlandet, Svalbard Archipelago. - *Mar. Geol.*, 86, 265-281.
- PIPER, D.J.W. & STOW, D.A.V. (1991): Fine-grained turbidites. - in: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (Hrsg.) Cycles and Events in Stratigraphy, 360-376, Berlin (Springer Verlag).

- POREBSKI, S., MEISCHNER, D. & GÖRLICH, K. (1991): Quaternary mud turbidites from the South Shetland Trench (West Antarctica): recognition and implications for turbidite facies modelling. - *Sedimentology*, 38, 691-715.
- QUADFASSEL, D., RUDELS, B. & KURZ, K. (1988): Outflow of dense water from a Svalbard fjord into the Fram Strait. - *Deep-Sea Res.*, 35, 7, 1143-1150.
- ROKOENG, K., ERLÉNKEUSER, H., LØFALD, M. & SKARBØ, O. (1991): A climatic record for the last 12,000 years from a sediment core on the Mid-Norwegian Continental Shelf. - *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 71, 75-90.
- RUMOHR, J. & PREUSS, H. (1992): Winterwassertransport und Sedimentakkumulation im Bereich der Nordostwasser Polynia. - in: KATTNER, G.: Die Expedition ARKTIS VIII/1 mit FS "Polarstern", 1991, Ber. Polarforschung, 113, 61-63.
- RUMOHR, J. (1993a): Preliminary results of Polarstern satellite image examination 1985-1991 in the area of the Northeast Water Polynia. - Int. workshop on Arctic Polynyas, January 11-13, 1993, Seattle, Vortrag.
- RUMOHR, J. (1993b): Fahrtbericht Poseidon 181 und Poseidon 196. - Ber. Sonderforschungsbereich 313, in Vorb..
- RUMOHR, J. (1993c): A high accumulation area on the continental slope off northern Norway and the conception of winter water cascades. - *Deep-Sea Res.*, akzeptiert.
- SAELEN, O.H. (1963): Studies in the Norwegian Atlantic Current, Part II - Investigations during the years 1954-59 in an area west of Stad. - *Geofys. Publik.*, 23, 6.
- SARNTHEIN, M., WINN, K., JUNG, S., DUPLESSY, J.C., LABEYRIE, L., ERLÉNKEUSER, E., GANSSSEN, G. (1993): Changes in East Atlantic Deep-Water Circulation over the last 30,000 years - An Eight-Time-Slice Record. - *Paleoceanography*, eingepr.
- SCHNEIDER, W. & BUDÉUS, G. (1993): The North East Water Polynia (Greenland Sea): A physical concept of its generation. - *Pol. Biol.*, eingepr..
- SHAW, P. & CSANADY, G.T. (1988): Topographic waves over the continental slope. - *J. Phys. Oceanogr.*, 18, 6, 813-822.
- STANLEY, D.J. (1983): Parallel-laminated deep-sea muds and coupled gravity flow-hemipelagic setting in the Mediterranean. - *Smiths. Contrib. Marine Sci.*, 19, 19 pp.
- STEIN, R. (1991): Accumulation of Organic Carbon in Marine Sediments. - *Lecture Notes in Earth Sciences*, 34., 1-216, Berlin (Springer).
- VAN WEERING, T.J., RUMOHR, J. & LIEBEZEIT, G. (1993): Holocene sedimentation in the Skagerrak - a review. - *Mar. Geol.*, 111, im Druck.
- VOGELSANG, E. (1990): Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope. - Ber. Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel, 23, 136 pp.
- VORREN, T.O., LEBESBYE, E., ANDREASSEN, K. & LARSEN, K. (1989): Glacigenic sediments on a passive continental margin as exemplified by the Barents Sea. - *Mar. Geol.*, 85, 251-272.

- WAGNER, T. (1993): Organisches Material in pelagischen Sedimenten: Glaziale/Interglaziale Variationen im Europäischen Nordmeer.- Unveröffentlichte Dissertation, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Universität Kiel, 1-138.
- WEINELT, M. S. (1993): Schmelzwasserereignisse und klimatische Verstärkerimpulse im Europäischen Nordmeer während der letzten 60.000 Jahre.- Hinweise aus hochauflösenden Isotopenkurven.- Unveröffentlichte Dissertation, 105 pp., Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Universität Kiel.
- WEINELT, M., M. SARNTHEIN, M. ARNOLD, H. ERLKENKEUSER & E. JANSEN (1992): Meltwater episodes in the Norwegian-Greenland Sea during the last 60.000 years.- IV International Conference on Paleoceanology, Kiel, 297.
- YANG, C. T. (1973): Incipient motion and sediment transport. - Jour. Hydraulics Div., Amer. Soc. Civil Engrs. 99, HY 10, 1679-1704.

Tätigkeitsbericht TP A3 1991-92-93**BESIEDLUNGSMUSTER UND STOFFEINTRAG IM BENTHAL****Teilprojektleiter: G. Graf & M. Spindler****Mitarbeiter: D. Barthel, A. Brandt, S. Gerlach, P. Linke, D. Piepenburg,
W. Ritzrau, L. Thomsen, L.; K. V. Juterzenka & U. Witte****Zusammenfassung**

In der letzten Antragsperiode konnte ein Zusammenhang zwischen der Saisonalität des vertikalen Partikelflusses und der benthischen Aktivität beschrieben werden. Die sedimentierten Partikel bedecken den Meeresboden zunächst in homogener Form. Durch Bioturbationsleistung von epi- und endobenthisch lebender Makrofauna werden diese Partikel sowohl in das Sediment inkorporiert, als auch an die Oberfläche zurücktransportiert. Diese Prozesse können zu der Bildung von Hochakkumulationsgebieten führen. Gemeinschaften von Benthosorganismen, wie Schwämmen, Echinodermen oder Crustaceen, sind von dem ihnen zur Verfügung stehenden Substrat abhängig. In gewissem Sinne beeinflussen sie ihrerseits aber auch die Topographie des Meeresbodens und damit die bodennahen Strömungsmuster. Durch den Einsatz des Bodenwasserschöpfers konnte ein Gradient von partikulärem organischem Kohlenstoff zum Boden hin festgestellt sowie eine Abschätzung des Lateraleintrages geliefert werden. In Strömungskanalexperimenten konnten ebenfalls bodennahe Gradienten anhand der Filtrationsleistungen von Schwämmen nachgewiesen werden. Für die Mikroorganismen wurde zum Meeresboden hin eine Verschiebung der Größenklassenspektren sichtbar. Am Boden nehmen vor allem partikelassoziierte Bakterien zu. Sie weisen außerdem eine erhöhte Aktivität auf und wachsen unter turbulenten Bedingungen schneller.

1. Reaktionen des Benthals auf den vertikalen Partikelfluß

Im TP A3 werden die bodennahen Transportprozesse, die Modifikation des eingetragenen Materials und seit 1991 die Auswirkung dieser Stoffflüsse auf die Besiedlungsmuster untersucht. In der vorletzten Antragsphase wurde für eine Tiefseestation auf dem Vöring-Plateau eine Kopplung benthischer Prozesse an pelagische Sedimentationsereignisse nachgewiesen. Dies konnte durch eine adäquate Zeitreihe innerhalb eines Frühjahres anhand eines Pulses von Copepoden-Kotballen

dokumentiert werden (GRAF, 1989). In den folgenden Jahren wurde diese Station noch häufiger angelaufen, so daß inzwischen ein "Jahresgang" aus dem Zeitraum von 1985 bis 1992 zusammengesetzt werden kann. Das Winterhalbjahr ist bisher jedoch aus logistischen Gründen immer noch unzureichend untersucht. Eine Zusammenstellung dieser Daten (Abb. A3-1a) zeigt, daß sich das Sedimentationsmuster, wie es aus Sinkstofffallen beschrieben wird (TP A1), im Sediment abbildet: Dort tritt ein Chlorophyll-Maximum im Juni und ein zweites im September auf. Chlorophyll a-Äquivalente (hier gemessen mit der Jeffrey and Humphrey - Methode), können sehr gut als Indikator für frisch sedimentiertes Material verwendet werden, da Chlorophyll im Sediment eine Halbwertszeit von circa 3 Wochen hat und vor dem Einsetzen der Frühjahrsblüte im Sediment noch nicht nachweisbar war. Für den überraschend hohen Wert im Februar existiert bisher keine überzeugende Erklärung.

Für den benthischen Stoffumsatz, gemessen als Sauerstoffzehrung des Sedimentes, ergibt sich ein ähnliches Bild. In Abb. A3-1b ist die Zehrung in eine Remineralisationsrate umgerechnet worden, die maximale Werte im Juni und September aufweisen. Da die Fallenauswertungen des TP A1 sehr hohe interannuelle Variationen zeigen, ist bei der Betrachtung solcher zusammengesetzter Jahresgänge natürlich Vorsicht geboten. Dennoch läßt sich die Saisonalität der Oberflächenproduktion und der Sedimentation am Meeresboden erkennen, wie es die Ausgangshypothese des SFB 313 in der Startphase formuliert (GRAF, 1992).

Bei einem regionalen Vergleich des sedimentierten Chlorophylls (Abb. A3-2) wird deutlich, daß auf dem Vöring-Plateau mehr frisches Material mit hoher Nahrungsqualität den Meeresboden erreicht als an den Verankerungsstationen im Lofotenbecken (LB) und im Ostgrönlandbecken (OG) - ein Befund, der sich schon durch die größere Wassertiefe erklären läßt. Nur ein einziges Mal konnte bisher Tiefsee-Fluff mit sehr hohen Chlorophyll-Konzentrationen vor dem ostgrönländischen Eisrand gefunden werden. Die höheren Werte auf dem Barents-See-Hang und am Kolbeinsey-Rücken werden im folgenden noch beleuchtet.

Auch bei der Remineralisierungsrate fallen die Fluff-Station und der Kolbeinsey-Ridge durch erhöhte Werte auf, während die anderen Stationen sehr ähnlich erscheinen (Abb. A3-3). Dieser Befund berücksichtigt, daß die Werte für die beiden tiefen Verankerungsstationen OG und LB aus methodischen Gründen (Inkubation an Bord) eine Überschätzung der Sauerstoffzehrung beinhalten. Bis zu einer Wassertiefe von maximal 1500 m konnte kein Unterschied zu in-situ-Messungen nachgewiesen werden.

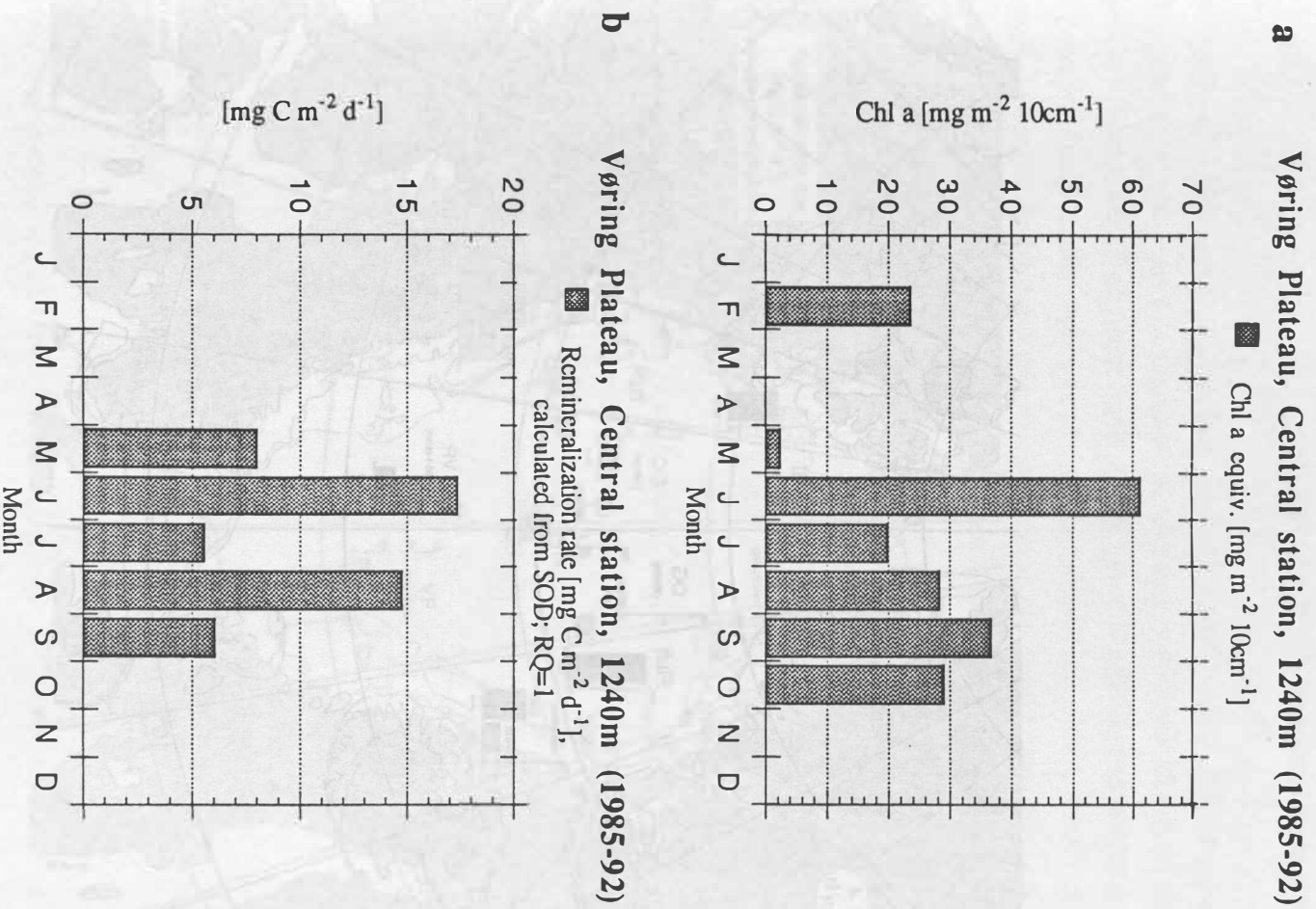


Abb. A3-1: Jahreszeitliche Sedimentationsmuster aus Sinkstofffallen von der Zentralstation des Vørig-Plateaus. a: Anteil des Chlorophyll a über die Monate; b: Remineralisierungsrate, mg C m^{-2} pro Quadratmeter und Tag. Für einige Monate (Abszisse = 0) können keine Angaben gemacht werden, da keine Daten vorliegen.

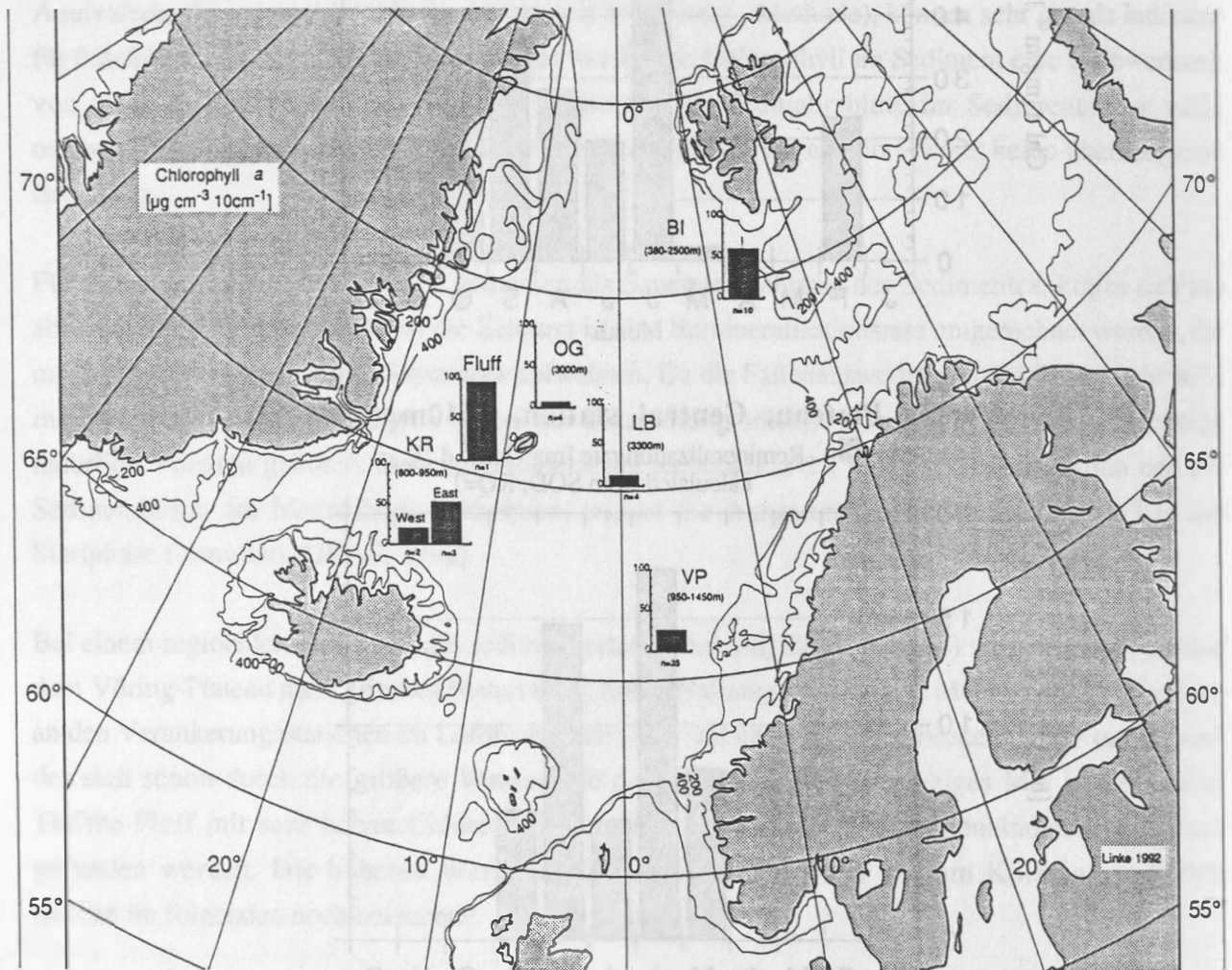


Abb. A3-2: Regionaler Vergleich des sedimentierten Chlorophyll a. BI = Bäreninsel; LB = Lofoten-Becken; KR = Kolbeinsey-Rücken; OG = Ostgrönland-Becken; VP = Vöring-Plateau.

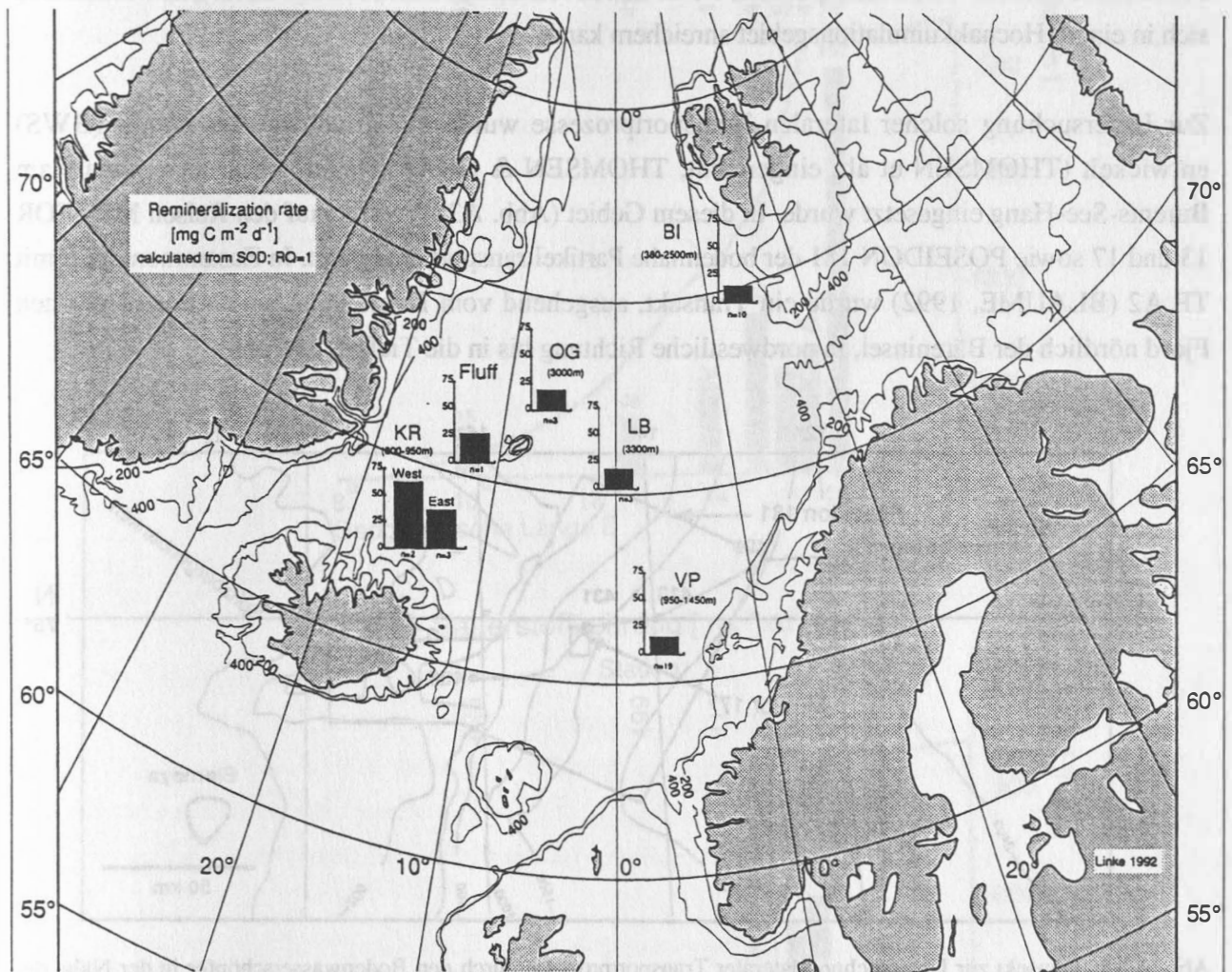


Abb. A3-3: Vergleich der Remineralisierungsraten der untersuchten Gebiete (für Erläuterungen der Abkürzungen siehe Abb. A3-2).

2. Die Bedeutung der lateralen Partikeladvektion

Die Untersuchungen auf dem Vöring-Plateau haben ergeben, daß die Partikel von Sedimentationspulsen den Meeresboden zunächst in homogener Verteilung erreichen und in das Sediment inkorporiert werden (JENSEN et al., 1992). Nach wenigen Tagen wird ein Großteil des eingetragenen Materials durch die Bioturbationsleistung der Makrofauna wieder an die Sedimentoberfläche zurücktransportiert, wo es nun in refraktärer Form lateral umverteilt werden und sich in einem Hochakkumulationsgebiet anreichern kann.

Zur Untersuchung solcher lateralen Transportprozesse wurde ein Bodenwasserschöpfer (BWS) entwickelt (THOMSEN et al., eingereicht; THOMSEN & GRAF, eingereicht), der erstmals am Barents-See-Hang eingesetzt wurde. In diesem Gebiet (Abb. A3-4) wurde auf den Reisen METEOR 13 und 17 sowie POSEIDON 181 der bodennahe Partikeltransport analysiert. In Zusammenarbeit mit TP A2 (BLAUME, 1992) wurde ein Transekt, ausgehend vom Kveitehola, einem unterseeischen Fjord nördlich der Bäreninsel, in nordwestliche Richtung bis in die Tiefsee beprobt.

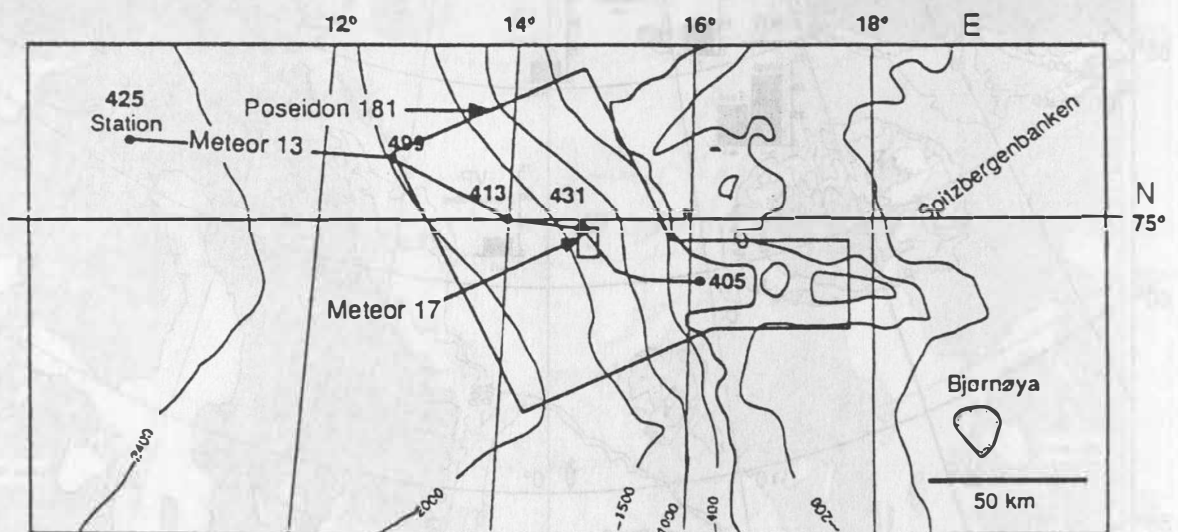
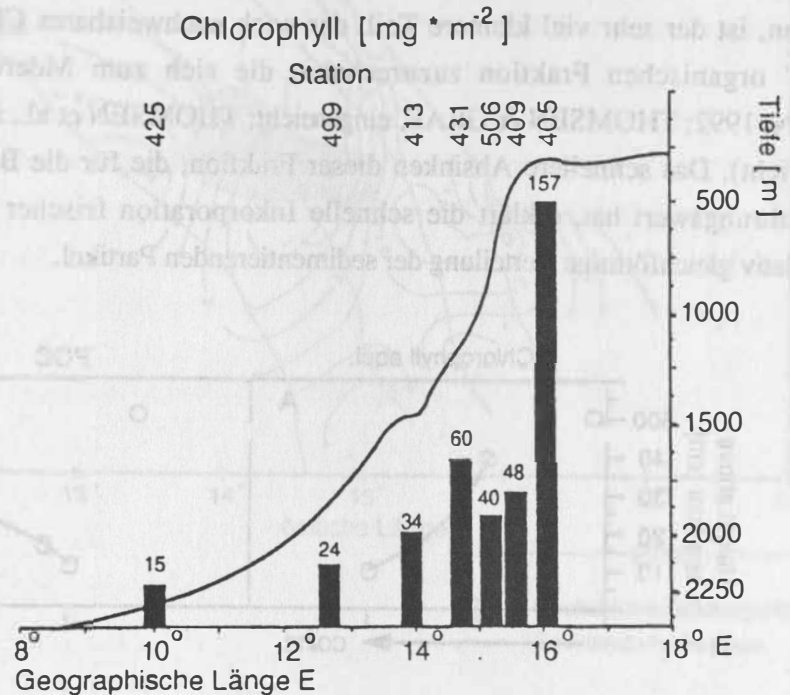


Abb. A3-4: Transekt zur Untersuchung lateraler Transportprozesse durch den Bodenwasserschöpfer in der Nähe der Spitzbergenbank.

Wie erwartet waren die höchsten Chlorophyll-Konzentrationen im Sediment auf der flachsten Station am Ausgang des Fjordes zu finden (Abb. A3-5). Relativ hohe Werte wurden bei einer Station mittlerer Tiefe (Station 431) gemessen, die außerdem mit sehr hohen Sauerstoffzehrungsraten korrelieren, welche am Kontinentalhang deutlich höher als auf dem Schelf sind. Diese erhöhten Werte weisen auf das Hochakkumulationsgebiet hin, das im Bericht des TP A2 ausführlich beschrieben wird.

PROFIL BÄRENINSEL SEDIMENT



Sauerstoffzehrung [$\text{ml} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$]

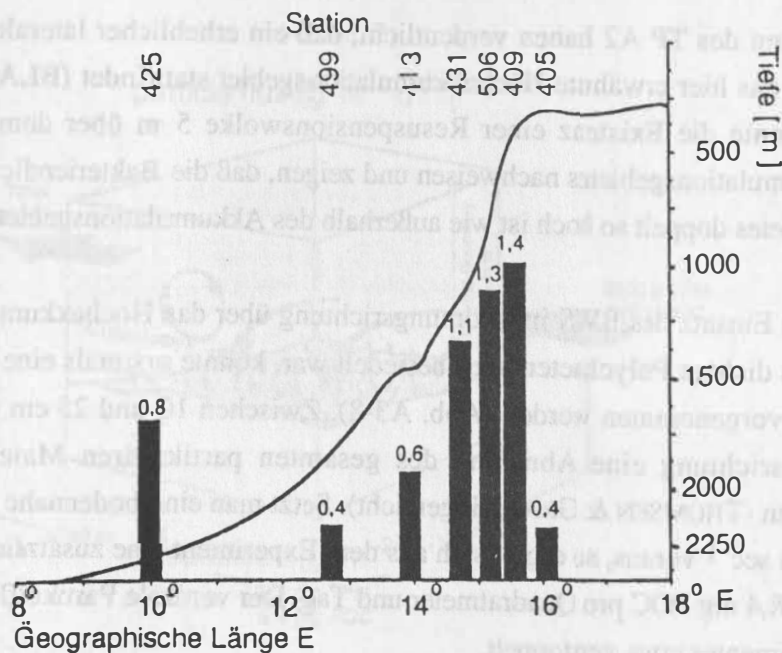


Abb. A3-5: Verteilung der relativen Anteile des Chlorophyll a (Abb. A3-5a) und gemessene Sauerstoffzehrungsraten (Abb. A3-5b) an dem probierten Profil vor der Bäreninsel.

Bodennah wurde an allen Stationen ein Gradient des partikulären organischen Kohlenstoffs (POC) beobachtet, der mit dem Abstand zum Meeresboden zunimmt. Abb. A3-6 zeigt die mediane POC Verteilung, berechnet aus 10 Einsätzen des BWS zu unterschiedlichen Jahreszeiten. Im Gegensatz zu dieser "leichten" Fraktion, die länger in Suspension bleibt und lateral über weite Strecken verfrachtet werden kann, ist der sehr viel kleinere Teil, der noch nachweisbares Chlorophyll enthält, einer "schweren" organischen Fraktion zuzurechnen, die sich zum Meeresboden hin anreichert (THOMSEN, 1992; THOMSEN & GRAF, eingereicht; THOMSEN et al., im Druck; THOMSEN et al., eingereicht). Das schnellere Absinken dieser Fraktion, die für die Benthosorganismen einen höheren Nahrungswert hat, erklärt die schnelle Inkorporation frischer Nahrungspulse und die zunächst relativ gleichförmige Verteilung der sedimentierenden Partikel.

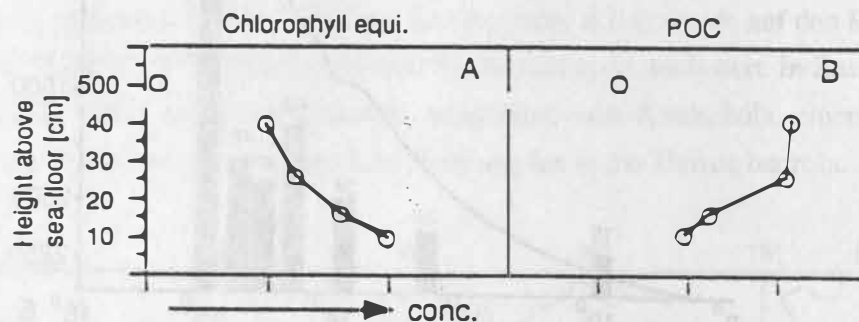


Abb. A3-6: Darstellung der Gradienten von Chlorophyll-Äquivalenten (Abb. A3-6a), die mit Abstand zum Boden abnehmen und partikulärem organischen Kohlenstoff (POC; Abb. A3-6b), der mit Abstand zum Boden zunimmt.

Die Arbeiten des TP A2 haben verdeutlicht, daß ein erheblicher lateraler, hangabwärtsgerichteter Eintrag in das hier erwähnte Hochakkumulationsgebiet stattfindet (BLAUME, 1992). THOMSEN (1992) konnte die Existenz einer Resuspensionswolke 5 m über dem Sediment südlich dieses Hochakkumulationsgebietes nachweisen und zeigen, daß die Bakteriendichte im bodennahen Wasser dieses Gebietes doppelt so hoch ist wie außerhalb des Akkumulationsgebietes (Abb. A3-7).

Durch den Einsatz des BWS in Strömungsrichtung über das Hochakkumulationsgebiet hinweg, das von einem dichten Polychaetenrasen besiedelt war, konnte erstmals eine Abschätzung des lateralen Eintrages vorgenommen werden (Abb. A3-8). Zwischen 10 und 25 cm über dem Sediment war in Strömungsrichtung eine Abnahme des gesamten partikulären Materials (TPM) um 41% zu verzeichnen (THOMSEN & GRAF, eingereicht). Setzt man eine bodennahe Strömungsgeschwindigkeit von 20 cm sec^{-1} voraus, so ergibt sich aus dem Experiment eine zusätzliche Deposition von 275 mg TPM und 8,4 mg POC pro Quadratmeter und Tag. Der vertikale Partikelfluß wird also zum Zeitpunkt des Experimentes etwa verdoppelt.

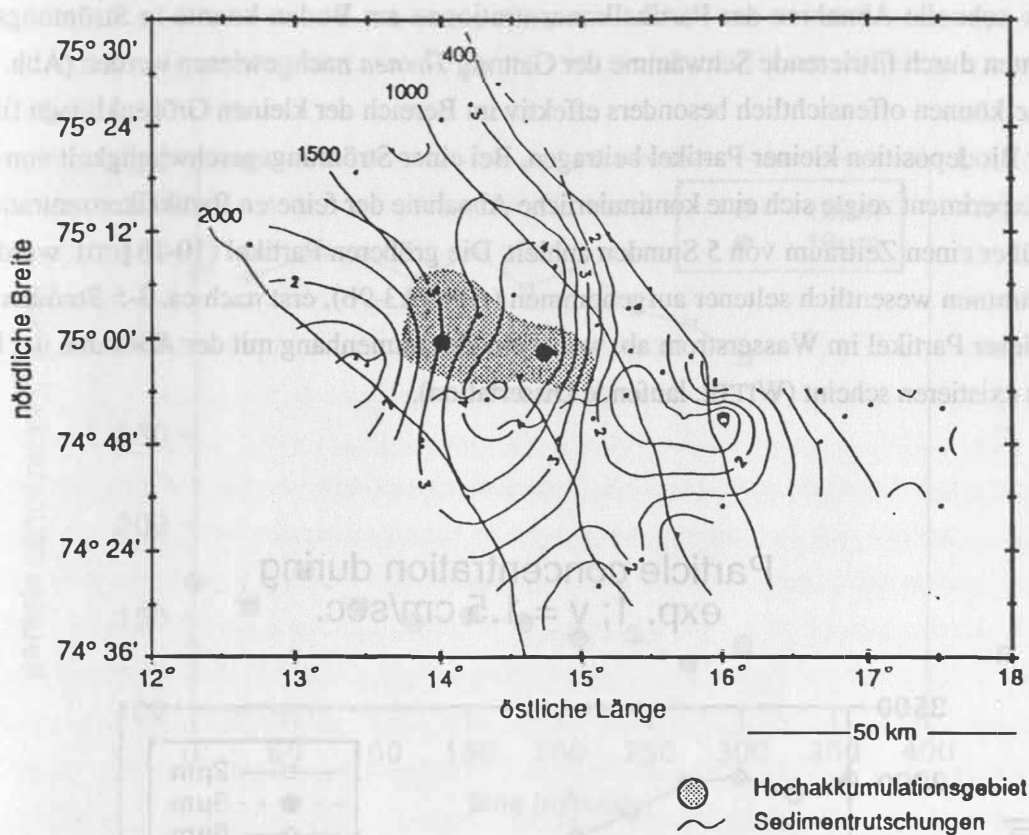


Abb. A3-7: Isoplethendarstellung der Abundanz der Bakterien [ind. $10^7 l^{-1}$] in 5 m Höhe ü.Gr. im Untersuchungsgebiet der Poseidon 181 Expedition.

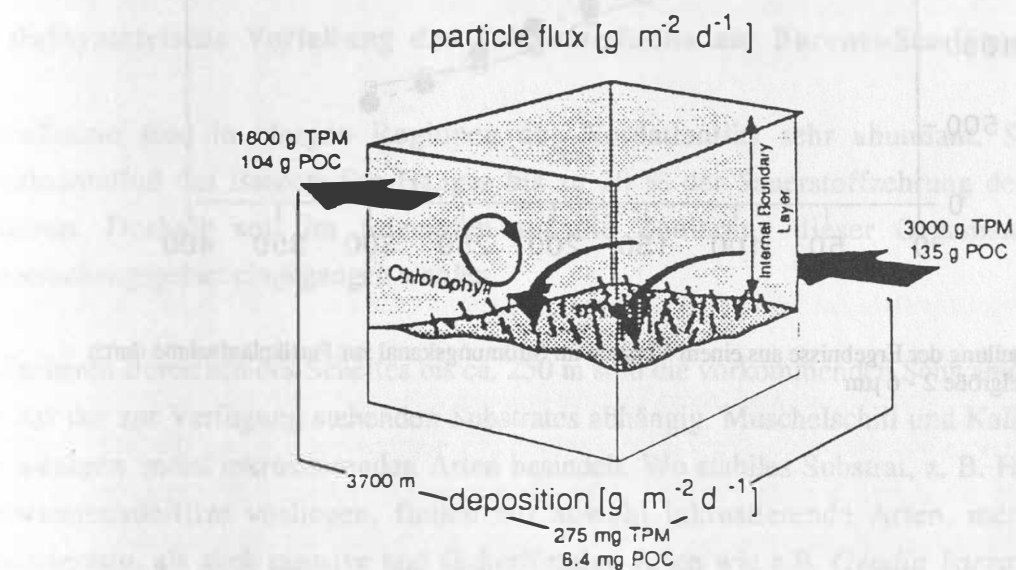


Abb. A3-8: Abschätzung des lateralen Eintrages in Strömungsrichtung über dem Hochakkumulationsgebiet auf dem Vøring-Plateau (nach Thomsen & Graf, eingereicht). POC = particulate organic carbon; TPM = transported particulate matter.

Die relativ schnelle Abnahme der Partikelkonzentrationen am Boden konnte in Strömungskanal-Experimenten durch filtrierende Schwämme der Gattung *Thenea* nachgewiesen werden (Abb. A3-9). Schwämme können offensichtlich besonders effektiv im Bereich der kleinen Größenklassen filtrieren und so zur Biodeposition kleiner Partikel beitragen. Bei einer Strömungsgeschwindigkeit von $1,5 \text{ cm sec}^{-1}$ im Experiment zeigte sich eine kontinuierliche Abnahme der feineren Partikelkonzentration ($2\text{-}6 \mu\text{m}$), die über einen Zeitraum von 5 Stunden anhielt. Die größeren Partikel ($10\text{-}16 \mu\text{m}$) wurden von den Schwämmen wesentlich seltener aufgenommen (Abb. A3-9b), erst nach ca. 3-5 Stunden nimmt die Zahl dieser Partikel im Wasserstrom ab, wobei ein Zusammenhang mit der Abnahme der kleinen Partikel zu existieren scheint (WITTE, laufende Dissertation).

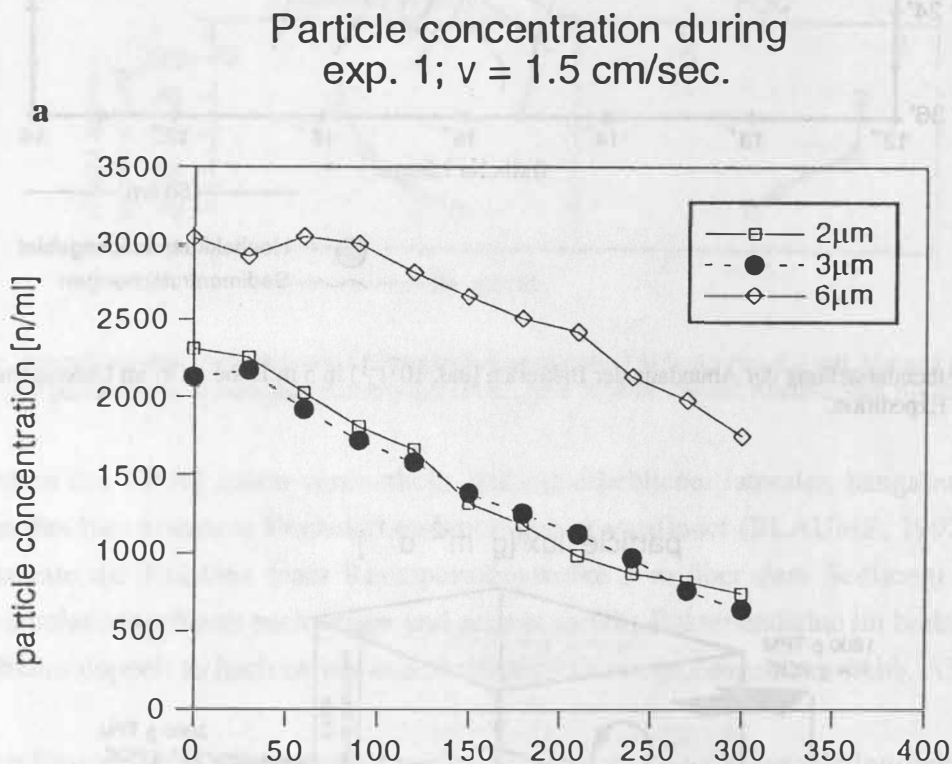


Abb. A3-9: a) Darstellung der Ergebnisse aus einem Versuch im Strömungskanal zur Partikelaufnahme durch Schwämme. Partikelgröße $2 - 6 \mu\text{m}$

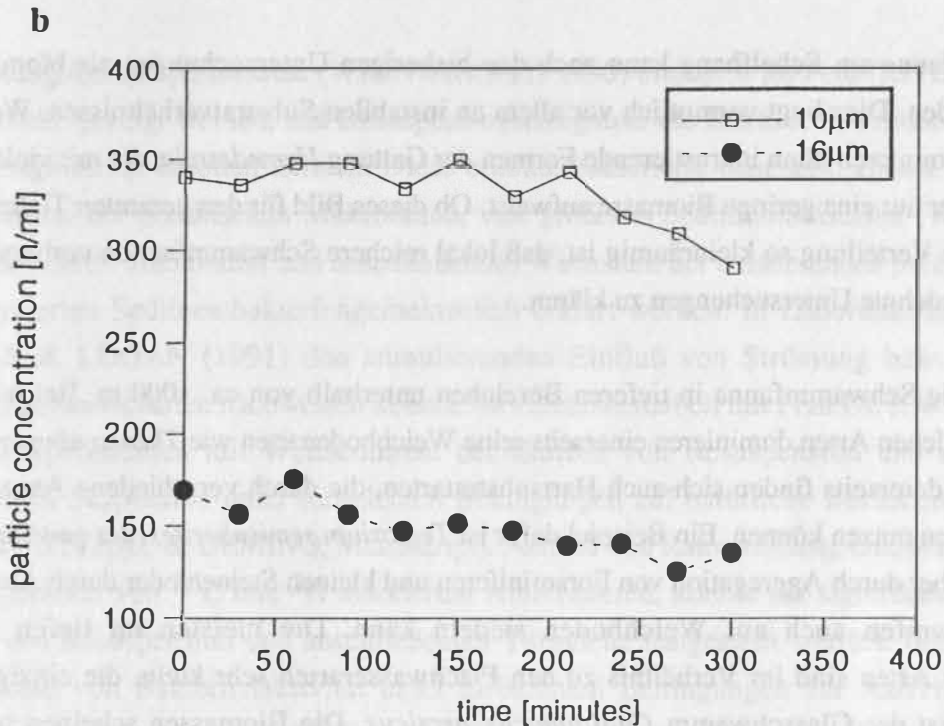


Abb. A3-9: b) Darstellung der Ergebnisse aus einem Versuch im Strömungskanal zur Partikelaufnahme durch Schwämme (bei gleicher Strömungsgeschwindigkeit wie in Abb. A3-9a). Partikelgröße 10 - 16 µm

3. Bathymetrische Verteilung der Schwammfauna am Barents-See-Hang

Schwämme sind in einigen Regionen des Nordatlantiks sehr abundant. Sie können am Kontinentalfuß des Barents-See-Hanges bis zu 20 % der Sauerstoffzehrung der Gemeinschaft erklären. Deshalb soll im folgenden auf die Zonierung dieser Organismen in diesem Untersuchungsgebiet eingegangen werden.

In flacheren Bereichen des Schelfes bis ca. 250 m sind die vorkommenden Schwammarten stark von der Art des zur Verfügung stehenden Substrates abhängig. Muschelschill und Kalksände sind von nur wenigen, meist inkrustierenden Arten besiedelt. Wo stabiles Substrat, z. B. Hartsubstrat oder Schwamnnadelfilze vorliegen, finden wir sowohl inkrustierende Arten, meist der Gattung *Hymedesmia*, als auch massive und fächerförmige Arten wie z.B. *Geodia baretii*, *G. phelgraei*, *Mycale lingua* sowie verschiedene Arten der Gattung *Phakellia*. Diese Arten können z. T. eine Größe von mehreren Dezimetern und ein Gewicht von einigen kg erreichen. Bei unseren Arbeiten konnten

wir diese Arten und ihre Gemeinschaften allerdings nicht in den Dichten finden, wie sie von BLACKER in einer Studie von 1957 beschrieben wurden. Die Gründe dafür sind unklar.

Die Schwammfauna am Schelfhang kann nach den bisherigen Untersuchungen als biomassearm bezeichnet werden. Dies liegt vermutlich vor allem an instabilen Substratverhältnissen. Wo Steine vorkommen, dominieren dünn inkrustierende Formen der Gattung *Hymedesmia*, die mit vielen Arten vertreten ist, aber nur eine geringe Biomasse aufweist. Ob dieses Bild für den gesamten Tiefenbereich gilt, oder ob die Verteilung so kleinräumig ist, daß lokal reichere Schwammfaunen vorliegen, wäre erst durch ausgedehnte Untersuchungen zu klären.

Reicher wird die Schwammfauna in tieferen Bereichen unterhalb von ca. 1000 m. Bei insgesamt knapp 20 gefundenen Arten dominieren einerseits reine Weichbodenarten wie *Thenia abyssorum* und *Radiella sol*, andererseits finden sich auch Hartsubstratarten, die durch verschiedene Anpassungen auch Weichboden nutzen können. Ein Beispiel dafür ist *Tentorium semisuberites*, der gewöhnlich auf Fels sitzt, hier aber durch Aggregation von Foraminiferen und kleinen Steinen oder durch Ausbildung von Nadelschweifen auch auf Weichboden siedeln kann. Die meisten im tiefen Bereich vorkommenden Arten sind im Verhältnis zu den Flachwasserarten sehr klein, die einzige etwas massivere Art ist der Glasschwamm *Caulophacus arcticus*. Die Biomassen scheinen nach den bisherigen Auswertungen jedoch im Tiefen durchschnittlich wieder etwas höher zu sein als am Hang. Die in unserem Untersuchungsgebiet dominierenden Arten haben eine ausgesprochene weite Verbreitung über die gesamte norwegische und grönländische Tiefsee bis hinein ins arktische Becken. Sie kommen teils mit hohen Abundanzen vor und können daher generell als wichtige Modifikatoren des Partikelflusses am Tiefseeboden eingeordnet werden. Besonders deutlich wird ihr Einfluß auf die Bakterienverteilung in der BNL sein, da sie speziell in diesem Größenklassenbereich aktiv filtrieren.

4. Bakterien in der Bodennepheloidschicht

Sowohl im Flachwasser (RITZRAU & GRAF, 1992) als auch in der Tiefsee (THOMSEN & GRAF, eingereicht) zeigen die Abundanzen, aber auch die Größenklassenverteilung von Mikroorganismen eine charakteristische Verteilung. Das Größenklassenspektrum der Bakterien verschiebt sich in 10 bis 40 cm Höhe über dem Meeresboden. Die Zellen werden zum Meeresboden hin größer. Im Vergleich zu den bis zu 85% freilebenden Bakterien in 5 m Höhe über dem Sediment wird die Bedeutung von Partikeln im bodennahen Bereich, wo 35 - 65% der vorhandenen Bakterien partikelassoziiert sind, klar (THOMSEN & GRAF, eingereicht). Eine Korrelation von Bakterienbiomasse mit der partikulären organischen Substanz legt eine Verbindung zwischen mikrobieller Aktivität und Partikeln

nahe. Die Arbeiten von PALUMBO et al. (1984) und IRIBERI et al. (1987) zeigen, daß partikelassoziierte Bakterien nicht nur größer sind, sondern auch eine höhere Aktivität aufweisen.

In Strömungskanalexperimenten (WAINWRIGHT, 1990) und auch im Feld (RITZRAU & GRAF, 1992) konnte gezeigt werden, daß Resuspensionereignisse die Bakterienbiomasse im bodennahen Bereich signifikant erhöhen können. Diese erhöhte bakterielle Biomasse könnte durch selektive Resuspension der benthischen Makrofauna, von größeren Sedimentbakterien (WAINWRIGHT, 1990) oder durch Stimulation und anschließendes Wachstum der existierenden pelagischen und neu resuspendierten Sedimentbakteriengemeinschaft erklärt werden. In Laboruntersuchungen haben CONFER & LOGAN (1991) den stimulierenden Einfluß von Strömung bzw. Turbulenz auf Bakteriengemeinschaften nachweisen können. In Zusammenarbeit mit Frau Dr. J. W. Deming wurde in Laborexperimenten mit Wattsediment der Einfluß von Resuspension und anschließendem Transport in Suspension unter turbulenten Bedingungen auf natürliche Bakteriengemeinschaften simuliert (RITZRAU & DEMING, Manuskript). Anhand von Ratenmessung mikrobieller Aktivität, d. h. Inkorporation von ^{14}C und ^3H markierten Aminosäuren, konnte ein signifikant stimulierender Einfluß von Resuspension und anschließender Turbulenz festgestellt werden. Betrachtet man die Verhältnisse von Bakterienaktivität unter turbulenten Bedingungen zur Aktivität unter stillen Bedingungen, so zeigen Werte größer 1 eine Stimulation durch Turbulenz. Bakterien inkorporieren angebotene Substrate unter turbulenten Bedingungen bis zu 4,5 fach schneller als unter stillen, nicht turbulenten Versuchsbedingungen (Abb. A3-10).

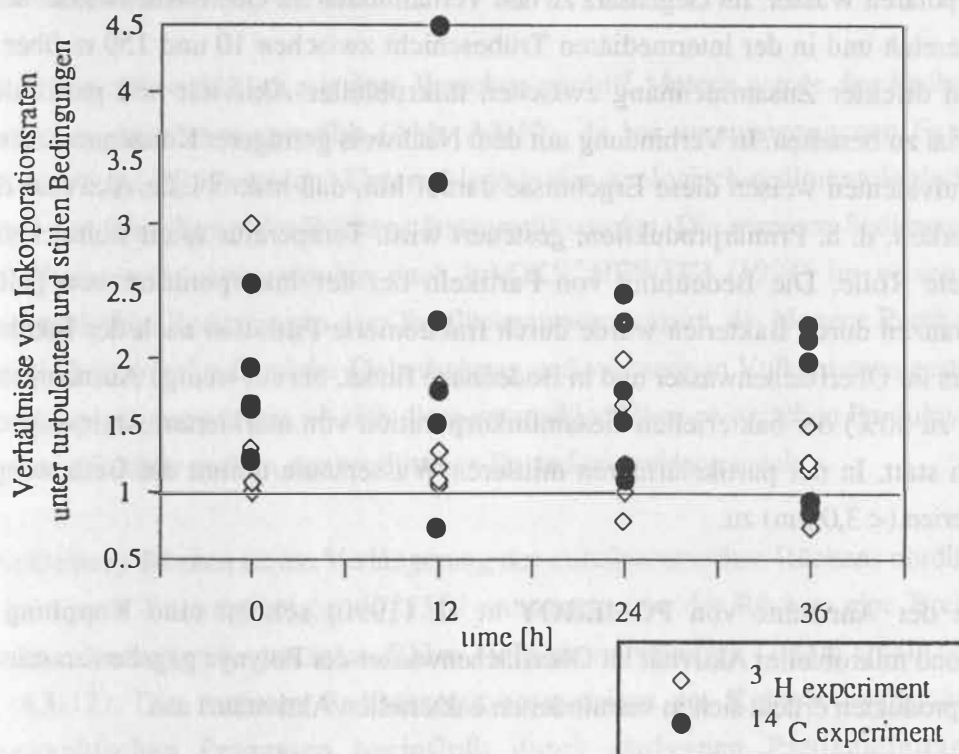


Abb. A3-10: Darstellung zweier Experimente zu der Menge inkorporierten Substrates durch Bakterien unter turbulenten und stillen Bedingungen.

Eine spontane Stimulation der Aktivität ist schon zu Beginn der Experimente erkennbar und hält über den gesamten Versuchsverlauf an.

Mit Hilfe von Diffusionsmodellen läßt sich der theoretische Fluß von gelösten Nährstoffen zu einer Kugel von Bakteriengröße berechnen (LOGAN & DETTMER, 1990; LOGAN & KIRCHMANN, 1991). Die im Experiment gemessenen Bakteriengrößen erlauben es, die tatsächliche Inkorporation mit dem theoretischen diffusiven Fluß von Aminosäuren zu einer Kugel entsprechender Größe unter turbulenten oder stillen Bedingungen zu vergleichen. Bakterien scheinen effektive Anpassungsmechanismen für oligotrophe Umgebungen zu besitzen.

Um die Bedeutung von Partikeln auf mikrobielle Aktivitäten in arktischen Gebieten unter besonderer Betrachtung von Eisrandlagen zu untersuchen, wurden während Teilnahme am amerikanischen North-East-Water-Polynya-Projekt im Sommer 1992 Messungen auf dem Ostgrönlandshelf durchgeführt. Die North-East-Polynya ist geprägt durch Oberflächenwasser polarer Herkunft mit Temperaturen $< 0^{\circ}\text{C}$ und dem Einfluß von atlantischem, salzreichem und warmem ($> 0,5^{\circ}\text{C}$) Wasser in den Trögen um die Belgika-Bank. Die bakterielle Aktivität zeigt im Oberflächenwasser eine marginal signifikante Korrelation mit partikulärem Material (Kendall's t , $p \leq 0,09$). Interessanterweise erscheinen Bakterien im Oberflächenwasser über einen weiten Bereich von Eisbedeckung ähnlich aktiv zu sein. Erst bei einer Eisbedeckung von 8/10 reduziert sich die Gesamtaktivität sichtbar (Abb. A3-11). Die Aktivität im atlantischen Bodenwasser ist unabhängig von der Eisbedeckung sehr viel geringer als an im polaren Wasser. Im Gegensatz zu den Verhältnissen im Oberflächenwasser scheint im bodennahen Bereich und in der intermediären Trübeschicht zwischen 10 und 150 m über dem Meeresboden kein direkter Zusammenhang zwischen mikrobieller Aktivität und partikulärem organischen Material zu bestehen. In Verbindung mit dem Nachweis geringerer Konzentrationen von Chlorophyll a-Äquivalenten weisen diese Ergebnisse darauf hin, daß mikrobielle Aktivität durch Nahrungsverfügbarkeit, d. h. Primärproduktion, gesteuert wird. Temperatur spielt wahrscheinlich eine untergeordnete Rolle. Die Bedeutung von Partikeln bei der Inkorporation von gelösten organischen Substanzen durch Bakterien wurde durch fraktionierte Filtration nach der Inkubation ermittelt. Besonders im Oberflächenwasser und in Bodennähe findet, bis auf wenige Ausnahmen, der größte Anteil (bis zu 80%) der bakteriellen Gesamtinkorporation von markierten Aminosäuren an Partikeln $> 3,0\text{ }\mu\text{m}$ statt. In der partikelärmeren mittleren Wassersäule nimmt die Bedeutung der freilebenden Bakterien ($< 3,0\text{ }\mu\text{m}$) zu.

Im Gegensatz zu der Annahme von POMEROY et al. (1990) scheint eine Kopplung von Primärproduktion und mikrobieller Aktivität im Oberflächenwasser der Polynya gegeben zu sein. Das Fehlen von Primärprodukten drückt sich in verminderten bakteriellen Aktivitäten aus.

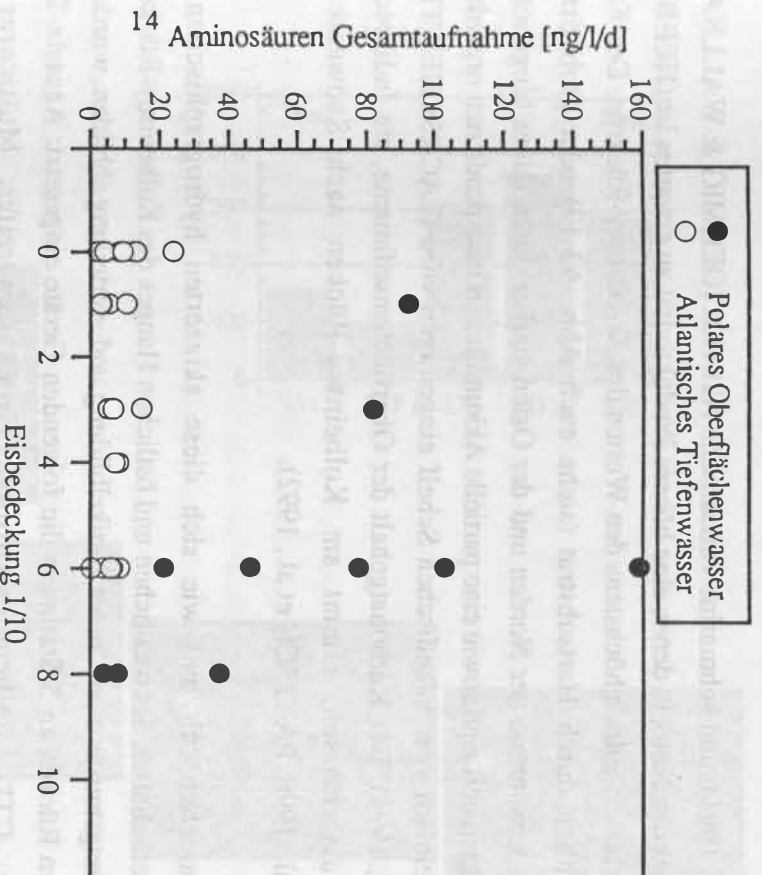


Abb. A3-11: Gesamtaktivität von Bakterien im polaren Oberflächenwasser und im Atlantikwasser.

5. Stofffluß und Besiedlungsmuster auf einem Transekt über den Kolbeinsey-Rücken nördlich von Island

Auf der Expedition M21-5 mit dem Forschungsschiff Meteor wurde der Kolbeinsey-Rücken als Untersuchungsgebiet ausgewählt (Abb. A3-12), da bei vorangegangenen Expeditionen mit FS "Polarstern" und FS "Poseidon" Unterschiede in den geologisch-sedimentologischen Eigenschaften der Ost- und Westflanke des Rückens festgestellt wurden. Die rezenten Sedimentverteilungsmuster des Kolbeinsey-Rückens werden nach LACKSCHEWITZ (1991) im wesentlichen durch die hydrographischen Bedingungen der Oberflächenwassermassen, die biogene Partikelproduktion in der Wassersäule sowie den Grad der Eisbedeckung und submarinen Vulkanismus gesteuert. Es sollte der Frage nachgegangen werden, ob sich diese unterschiedlichen pelagischen Produktionsverhältnisse am Kolbeinsey-Rücken auch in der benthischen Besiedlung widerspiegeln.

Der Kolbeinsey-Rücken ist die Verlängerung des mittelozeanischen Rückens nördlich von Island. Der SFB hat einen Transekt bei ca. 67°55'N untersucht, wo der Rücken eine Breite von ca. 34 km aufweist und von dem Kamm in ca. 500 m Tiefe bis auf ungefähr 1100 m abfällt (siehe Tabelle 1 und Abb. A3-12). Die rezenten Sedimentationsergebnisse am Kolbeinsey-Rücken werden neben hydrographischen Prozessen beeinflusst durch terrigenen Partikeleintrag sowie biogene Partikelbildung in der Wassersäule (LACKSCHEWITZ et al., 1990), durch die Eisbedeckung

(HEBBELN & WEFER, 1991), und submarine vulkanische Aktivität (OEHMIG & WALLRABE-ADAMS, 1991). Die Eisrandgebiete, in denen eine höhere Produktivität zu erwarten ist (HEBBELN & WEFER, 1991) beeinflussen jedoch höchstens den Westen des Kolbeinsey-Rückens. Der Kamm zeichnet sich hauptsächlich durch Hartsubstrat (siehe auch Abb. A3-12) oder grobkörniges vulkanisches Material aus, während der Norden und der Osten stärker durch feines biogenes und terrigenes Material charakterisiert sind sowie eine partielle Akkumulation resuspendierten organischen Materials, das wahrscheinlich vom isländischen Schelf eingetragen wird (LACKSCHEWITZ & WALLRABE-ADAMS, 1991). Der Karbonatgehalt der Oberflächensedimente, ein Indikator für Produktivität von Wassermassen, nimmt am Kolbeinsey-Rücken nach Südwesten ab (LACKSCHEWITZ et al., 1990; PAETSCH et al., 1992).

Um der Frage nachzugehen, ob und wie sich diese skizzierten hydrographischen und sedimentologischen Eigenschaften des westlichen und östlichen Hanges des Kolbeinsey-Rückens in den benthischen Besiedlungsmustern und in der Partikelbildung und -verteilung abbilden, wurden auf einem Transekt über den Rücken an 5 Stationen die folgenden Geräte eingesetzt: Agassiz-Trawl, Bodenvasserschöpfer, CTD, Epibenthoschlitten, Großkastengreifer, Multicorer und Unterwasserphotographie.

Die Unterwasseraufnahmen der Stationen ließen bereits Unterschiede in der benthischen Besiedlung an Ost- und Westhang des Rückens erkennen (siehe Fotos der Stationen in Abb. A3-12). Obwohl noch keine Korngrößenanalysen der Stationen vorliegen, wurde schon auf den Fotos deutlich, daß sich der Westhang durch gröberes Sediment mit kleinen Steinen und einen hohen Anteil an Schwammnadelfilz auszeichnet, der Osthang hingegen durch feineres, tonhaltiges Weichbodensediment charakterisiert ist. Diese Eigenschaften konnten auch für die Oberflächen der Kastengreifer protokolliert werden (LOCKER, pers. Mitt.).

Einher mit den gröberen Sedimentfraktionen geht die Präsenz von großen megabenthischen Organismen, wie Schwämmen, Haarsternen und Weichkorallen, die auf größere Substrate zur Festheftung angewiesen sind. So wurden z. B. in Agassiz-Trawl- und Epibenthoschlitten-Fängen auf der westlichen Station 332 insgesamt 15 Schwammarten mit hohen Abundanzen gefunden. Die häufigsten Arten waren *Tetilla cranium* und *Tentorium semisuberites*, eine Weichbodenart, die auch auf der flachen Oststation 335 in den Fängen vorhanden war. Auf dieser Station wurden jedoch insgesamt nur 3 Arten mit relativ geringen Abundanzen nachgewiesen (WITTE, pers. Mitt.). Dies kann wahrscheinlich dadurch erklärt werden, daß die Schwammarten in dem feinen Sediment zum einen keine Anheftungsmöglichkeiten haben (mit Ausnahme der Weichbodenform), zum anderen bei einer sehr hohen Sedimentationsrate möglicherweise zu schnell zusedimentierten, eine Bedingung, die für die filtrierenden Schwämme fatale Folgen hätte.

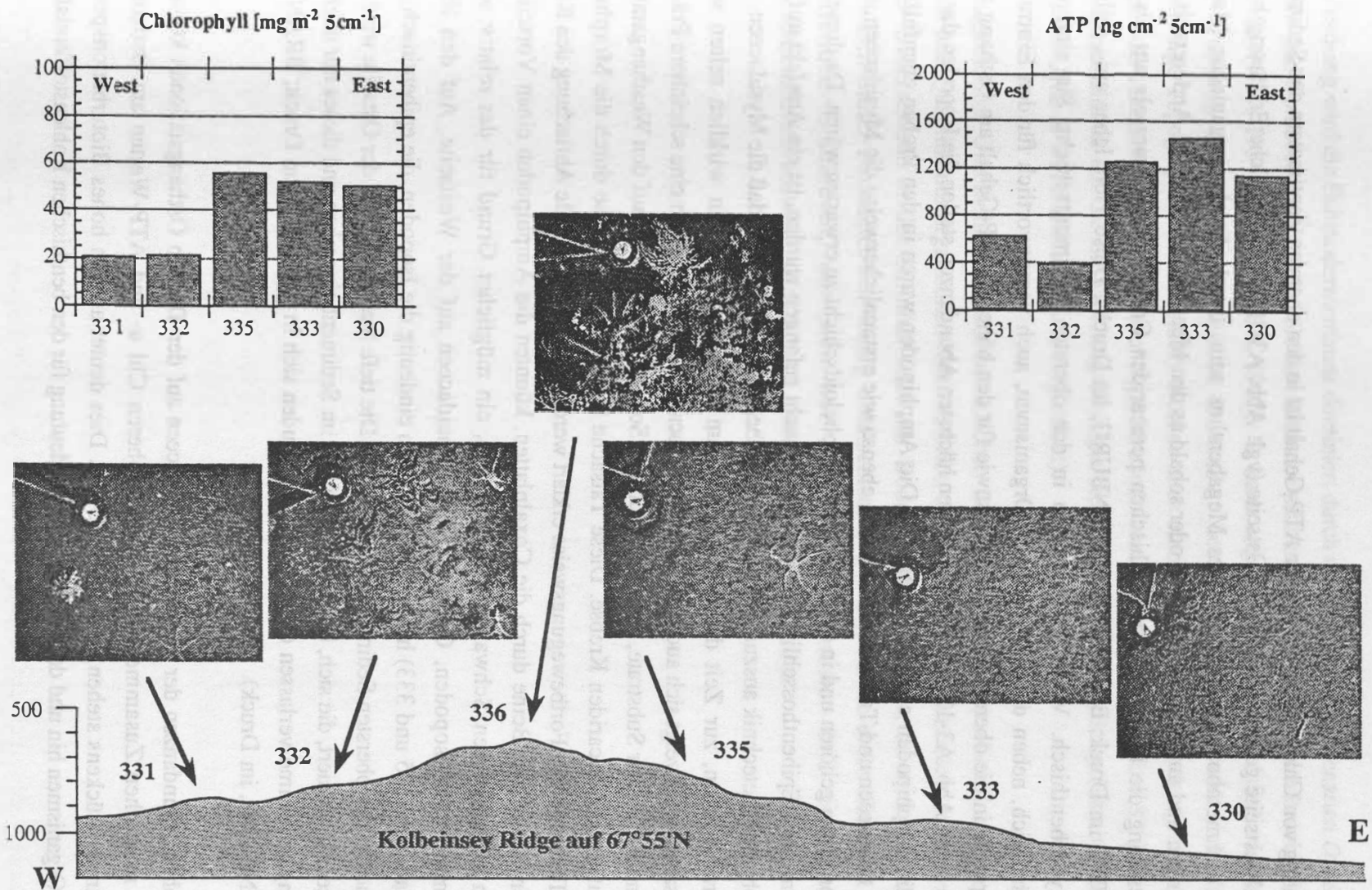


Abb. A3-12: Schematische Darstellung der Stationen auf dem Transekt über den Kolbeinsey-Rücken. Die Fotos stellen repräsentative Aufnahmen der jeweiligen Stationen dar und sollen auf die Unterschiede in der Besiedlung hinweisen. Außerdem sind in der Abbildung die Mengen an Chlorophyll a (Abbildung oben links) und ATP (Abbildung oben rechts), die in die obersten Zentimeter des Sedimentes inkorporiert sind, angegeben.

Der Eintrag von Chlorophyll a sowie der ATP-Gehalt ist in den obersten Zentimetern des Sedimentes auf der Westseite geringer als auf der Ostseite (vgl. Abb. A3-12). Eine mögliche Erklärung hierfür könnte die metabolische Aktivität des Megabenthos sein, durch die das organische Material aufgefangen und umgesetzt wird bevor oder sobald es den Meeresboden erreicht. Andererseits sind am Westhang die kleinen makrobenthischen peracariden Crustaceen seltener als am Osthang (BRANDT, im Druck; BRANDT & PIEPENBURG, im Druck). Diese Tiere leben epi-, teilweise auch hyperbenthisch. Viele Arten graben in der obersten Sedimentschicht. Sie sind daher wahrscheinlich, neben den inbenthischen Organismen, auch verantwortlich für den Eintrag des Chlorophylls in die obere Sedimentschicht sowie für den höheren ATP-Gehalt am Osthang (siehe Tabelle 1 und Abb. A3-12). Das Taxon mit den höchsten Abundanzen stellen die Isopoden dar, auch wenn die Amphipoden etwas diverser sind. Die Amphipoden waren in den Proben ebenfalls sehr häufig, Cumaceen und Tanaidaceen seltener, ebenso wie erstaunlicherweise die Mysidaceen, die zu der Suprafauna gehören und in der bodennahen Nepheloidschicht zu erwarten wären. Da diese Tiere mit demselben Epibenthoschlitten in der Kieler-Bucht gefangen wurden, ist ein Artefakt aufgrund der Probennahmetechnik auszuschließen. Es muß eher vermutet werden, daß die Mysidaceen, die in Schwärmen leben, zur Zeit der Probennahme am Kolbeinsey-Rücken wirklich selten waren. Interessanterweise zeigt sich auch innerhalb der Peracaridengemeinschaften eine scheinbare Präferenz bestimmter Taxa für Substrate, bzw. für Stationen. So sind Amphipoden auf den Westhangstationen die häufigsten peracariden Krebse. Diese Tatsache kann möglicherweise durch die Morphologie dieser Tiere und ihre Fortbewegungsweise erklärt werden. Durch die laterale Abflachung des Körpers und den Schutz der Beine durch die Coxalplatten, könnten die Amphipoden einen Vorteil beim Graben zwischen den Schwammspiculae haben, ein möglicher Grund für das relativ seltene Vorkommen von Isopoden, Cumaceen und Tanaidaceen auf der Westseite. Auf den flachen Weststationen (335 und 333) hingegen dominieren eindeutig die Isopoden, die epibenthisch leben, aber auch in der obersten Sedimentschicht graben. Die tiefe Station 330 auf der Ostseite wird durch Cumaceen dominiert, die sich, besonders tagsüber, im Sediment eingraben und dieses nur nachts zur Nahrungsaufnahme verlassen (nähere Angaben finden sich in BRANDT, im Druck; BRANDT & PIEPENBURG, im Druck).

Die hohen Abundanzen der peracariden Crustaceen auf den flachen Osthangstationen könnten in einem möglichen Zusammenhang mit den höheren Chl a- und ATP-Werten am Osthang des Kolbeinsey-Rückens stehen (vgl. Abb. A3-12). Dies deutet auf ein hohes Bioturbationspotential dieser Organismen hin und dokumentiert ihre Bedeutung für den benthischen Kohlenstoffkreislauf.

Hohe Abundanzen zeigen außerdem die Schlangensterne am Kolbeinsey-Rücken. Die bei weitem häufigste Art ist *Ophiocten gracilis*, die besonders auf den Stationen 332 und 335 hohe Abundanzen aufweist. Auf der westlichen Station 331 sind nur einzelne Individuen dieser Art gefunden worden.

Am Westhang wird die Echinodermenfauna dominiert durch die großen Ophiuridenarten *Ophiopleura borealis* und *Ophioscolex glacialis*, die laut Literatur primär als Kaltwasserformen beschrieben sind (D'YAKONOV, 1954; MORTENSEN, 1927). Es kann angenommen werden, daß die beobachtete Artenverteilung durch hydrographische Parameter beeinflusst wird, obwohl sicherlich die kleinräumige Topographie am Kolbeinsey-Rücken auch eine Rolle spielt. Am Osthang läßt sich eine Tendenz der Alterszunahme (weniger und größere Individuen bei der tiefen Station 330) feststellen, was wahrscheinlich auf die Entwicklungsbiologie dieser Organismen zurückgeführt werden muß (PIEPENBURG & V. JUTERZENKA, eingereicht).

Die dargestellten Unterschiede in der benthischen Besiedlung sind wahrscheinlich eher auf die Qualität und Quantität des organischen Kohlenstoffes, der den Meeresboden erreicht, zurückzuführen als auf Unterschiede in der Salinität oder der Bodenwassertemperatur, da sich die Stationen hinsichtlich dieser Parameter nur wenig unterscheiden. Die Hypothese eines über den Kamm verlaufenden Gradienten, der sich auf die Besiedlungsmuster und die benthische Stoffwechselaktivität auswirkt, wird mit den gewonnenen Daten bestätigt.

Tab. A3-1: Stationen des Kolbeinsey-Rückens

Station	331	332	335	333	330
Datum	16/07/92	16/07/92	18/07/92	17/07/92	15/07/92
Längengrad (N)	67°53'	67°52'	67°55'	67°57'	67°55'
Breitengrad (W)	18°43'	18°39'	18°07'	18°02'	17°55'
Tiefe (m)	860	830	830	940	1100
Bodenwasserströmung	SSW	S	SSW	N-SSW	S
ATP* [ng cm ⁻² 5cm ⁻¹]	610	400	1250	1425	1125
Chla* [mg m ⁻² 5cm ⁻¹]	20	21	56	52	51
Sedimenteigenschaften nach Locker, pers. Mitt.)	grober, oliv- brauner Silt	grober, oliv- brauner Silt, Schwammnadeln	grober, oliv- brauner Silt	gelblich-brauner, feinsandiger Ton	gelblich- brauner, feinsandiger Ton
Schleppstrecke (m ²) des Epibenthoschlittens	927	597	368	977	627
Fauna:					
Crustacea					
Abundanz [ind./1000m ²]	84	459	3473	6117	178
dominante Art	<i>Eurycope in- ermis</i>	<i>Harpinia abyssi</i>	<i>Ilyarachna torleivi</i>	<i>Pleurog. intermedium</i>	<i>Harpinia abyssi</i>
Ophiuroidea					
dominante Art	<i>Ophioscolex glacialis</i>	juvenile <i>Ophiocten gracilis</i>	<i>Ophiocten gracilis</i>	<i>Ophiocten gracilis</i>	<i>Ophiocten gracilis</i>
Abundanz [ind./1m ²]	wenige	117	498	72	60
Porifera					
Arten/AGT-Fang	noch auszuwerten	15	3	noch auszuwerten	noch auszuwerten
Abundanz/AGT-Fang	noch auszuwerten	sehr hoch	niedrig	noch auszuwerten	noch auszuwerten
dominante Art	noch auszuwerten	<i>Telilla cranium</i>	<i>Tentorium suberites</i>	noch auszuwerten	noch auszuwerten

* Graf and Linke (pers. Mitt.)

6. Literaturliste

- BLAUME, F. (1992): Hochakkumulationsgebiete am Norwegischen Kontinentalhang: Sedimentologische Abbilder Topographie-geführter Strömungsmuster. Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, 36, 1-150.
- BRANDT, A. (im Druck): Composition, abundance, and diversity of peracarid crustaceans on a transect of the Kolbeinsey Ridge, north of Iceland. Polar Biology.
- BRANDT, A. & D. PIEPENBURG (im Druck): Peracarid crustaceans assemblages of the Kolbeinsey Ridge, north of Iceland. Polar Biology.
- CONFER, D. R. & B. E. LOGAN (1991): Increased bacterial uptake of macromolecular substrates with fluid shear. Appl. Env. Microbiol., 57, 3093-3100.
- D'YAKONOV, A. M. (1954): Ophiurids of the USSR SEAS. Key to the fauna of the USSR, 55, 1-122.
- GRAF, G. (1989): Benthic-pelagic coupling in a deep-sea benthic community. Nature, 341, 6241, 437-439.
- GRAF, G. (1992): Benthic-pelagic coupling: A benthic view. Oceanogr. Mar. Biol. Annu Rev., 30, 149-190.
- HEBBELN, D. & G. WEFER (1991): Effects of ice coverage and ice-rafted material on sedimentation in the Fram Strait. Nature, 350, 6317, 409-411.
- IRIBERI, J., M. UNAUNE, I. BARCINA & L. EGEA (1987): Seasonal variation of population density and heterotrophic activity of attached and free living bacteria in coastal waters. Appl. Environ. Microbiol., 53, 2308-2314.
- LACKSCHEWITZ, K. S. (1991): Sedimentationsprozesse am aktiven mittelozeanischen Kolbeinsey Rücken (nördlich von Island): Geomar Report, 9, 1-133.
- LACKSCHEWITZ, K. S., R. OEHMIG & H. J. WALLRABE-ADAMS (1990): Der aktive mittelozeanische Rücken als Sedimentationsraum - Zusammensetzung und Dynamik der Sedimente am Kolbeinsey-Rücken (N-Island): Zbl. Geol. Paläont., I, 11, 1727-1782.
- LACKSCHEWITZ, K. S. & H. J. WALLRABE-ADAMS (1991): Composition and origin of sediments on the mid-oceanic Kolbeinsey Ridge, north of Iceland. Mar. Geol., 101, 71-82.
- LOGAN, B. E. & J. W. DETTMER (1990): Increased mass transfer to microorganisms with fluid motion. Biotechn. Bioenerg., 35, 1135-1144.
- LOGAN, B. E. & D. L. KIRCHMANN (1991): Uptake of dissolved organics by marine bacteria as a function of fluid motion. Mar. Biol., 111, 175-181.
- JENSEN, P., RUMOHR, J., GRAF, G. (1992): Sedimentological and biological differences across a deep-sea ridge exposed to advection and accumulation of fine-grained particles. - Oceanologica Acta, 15, 287-296.

- MORTENSEN, T. (1927): Handbook of the echinoderms of the British Isles. Oxford University Press, Edinburgh, 1-471.
- OEHMIG, R. & H. J. WALLRABE-ADAMS (1991): Hydrodynamic properties and grain-size characteristics of volcanoclastic deposits on the Mid-Atlantic Ridge north of Iceland (Kolbeinsey Ridge): J. Sed. Petrol., 63, 1, 140-151.
- PAETSCH, H., BOTZ, R., SCHOLTEN, J. C. & P. STOFFERS et al (1991): Accumulation rates of surface sediments in the Norwegian-Greenland Sea. Marine Geology, 104, 19-30.
- PALUMBO, A. V., R. L. FERGUSON & P. A. RUBLEE (1990): Size of suspended bacterial cells and association of heterotrophic activity with size fractions of particles in estuarine and coastal waters. Appl. Environ. Microbiol., 48, 157-164.
- PIEPENBURG, D. & K. V. JUTERZENKA (eingereicht): Abundance, biomass, and small-scale dispersion patterns of brittle stars (Echinodermata: Ophiuroidea) on the Kolbeinsey-Ridge, north of Iceland. Polar Biology.
- POMEROY L. R., S. A. MACKO, P. H. OSTROM & J. DUNPHY (1990): The microbial food web in the Arctic seawater: concentration of dissolved amino acids and bacterial abundance and activity in the Arctic Ocean and in Resolute Passage. Mar. Ecol. Progr. Ser., 62, 31-40.
- RITZRAU, W. & GRAF, G., (1992): Increase of microbial biomass in the benthic turbidity zone of Kiel Bight after resuspension by a storm event. Limnol. Oceanogr., 37, 1081-1086.
- RITZRAU, W. & W. J. DEMING (Manuskript): Effects of sediment resuspension and turbulence on bacterial activity.
- THOMSEN, L. (1992): Untersuchungen zur Boden Nepheloid Schicht am westlichen Barents See Kontinental Hang. Dissertation, Universität Kiel, 1-96.
- THOMSEN, L., G. GRAF, V. MARTENS & E. STEEN (1993): An instrument for sampling water from the bottom nepheloid layer. Cont. Shelf Sci., im Druck.
- THOMSEN, L., G. GRAF, K. V. JUTERZENKA, & U. WITTE (eingereicht): An in situ experiment to study the depletion of suspended matter above a suspension feeder field on the continental margin of the western Barents Sea. J. Exp. Mar. Biol.
- THOMSEN, L. & G. GRAF (eingereicht): Benthic boundary layer characteristics of the continental margin of the western Barents Sea. Oceanol. Acta.
- WAINWRIGHT, S. C. (1990): Sediment-to-water fluxes of particulate material and microbes by resuspension and their contribution to the planktonic food web. Mar. Ecol. Progr. Ser., 62, 271-281.

Tätigkeitsbericht TP A4 1991-92-93**Thema des Teilprojekts:****STOFFUMSATZ IM BENTHAL****Teilprojektleiter: L.-A. Meyer-Reil, E. Suess****Mitarbeiter: M. Köster, J.-C. Scholten, D. Schulz-Bull, J. Maaßen, S. Lammers
& I. Bussmann****Zusammenfassung**

Die Aktivitäten des TP A4 hatten im Berichtszeitraum die mikrobielle Charakterisierung benthischer Substratumsätze, die Bedeutung des Fluidaustroms an "vent"-Lokationen, die regionale Zuordnung organischen Materials sowie Isotopenuntersuchungen zum Ziel.

Der mikrobielle Umsatz spiegelt eindeutig die unterschiedlichen sedimentären Faziesverteilungen im Untersuchungsgebiet wider. Dies zeigt sich im mikrobiellen Besiedlungsmuster, einem breiten Spektrum hydrolytischer Enzymaktivitäten und unterschiedlicher Tiefeneindringung der mikrobiellen Besiedlung im Sediment. Der mikrobielle "response" auf unterschiedliche Umweltbedingungen manifestiert sich in unterschiedlichen Mustern von Proteinabbau, Phosphataseaktivitäten und Chitinabbau sowie der Eindringung der mikrobiellen Besiedlung. Veränderungen im C/N-Verhältnis der sedimentären organischen Substanz, die mit diesen mikrobiellen Aktivitäten einhergehen, geben Hinweise darauf, daß auf dem Schelf bevorzugt Stickstoff remineralisiert wird. Dies ist mit dem C-reichen gegen mikrobiellen Abbau resistenten Angebot der terrigenen Fracht zu erklären. Am Kontinentalfuß wird bevorzugt Kohlenstoff abgebaut, und im Hochakkumulations-gebiet bewirkt ein enormes Überangebot an abbaubarem Material keine meßbare Veränderung des C/N-Verhältnisses.

Auf dem Barents-See-Schelf wurde eine ausgedehnte SEEP-Lokalität vermessen und bearbeitet. Ihre explosionsartige Entstehung läßt eine ungestörte Ablagerung sedimentärer Abfolgen nicht zu, so daß der direkte Vergleich mit Milieus unbeeinflusster Abfolgen schwer möglich ist. Unerwarteterweise macht sich der SEEP-Eintrag wesentlich stärker beim Stoffumsatz in der Wassersäule als im Sediment bemerkbar. Die volle Bedeutung einer ausgedehnten Methanfahne über dem Barentssee Schelf ist bis jetzt nur in ihren Anfängen abschätzbar, wird aber sicher zum Ausstoß von Methan in die Atmosphäre, wie zur chemosynthetischen Produktion beitragen. Der

zusätzliche Stoffeintrag durch SEEPS führt zur lokal begrenzten Besiedlung mit spezialisierten Mikroorganismen, die Ammoniak bzw. Methan zu oxidieren in der Lage sind. Der Verlauf der Konzentrationen von NO_3 und NH_4 im Porenwasser der durch Methan-SEEPS beeinflussten Stationen unterscheidet sich von dem der nicht beeinflussten Stationen dadurch, daß NH_4 verbraucht wird.

Über die hochauflösende Verteilung der Biomarker in der Wassersäule hinaus, zeigt das Barents-See-Profil, daß hier laterale Transportprozesse und Resuspension eine große Rolle beim Stoffumsatz spielen und außerhalb der maximalen biologischen Produktion den Eintrag durch Primärproduktion überprägen. Von den bisher untersuchten organischen Stoffklassen wurden die Verteilungen der n-Alkane, der Isoprenoide und der Alkenone beschrieben und zur Charakterisierung der verschiedenen Einträge durch die biologische Produktion in der euphotischen Deckschicht bzw. durch laterale Transportprozesse herangezogen. Die Analysen der Suspensionsfracht belegen, daß wichtige Modifikations- und Umsatzreaktionen in der Wassersäule stattfinden. Die Flüsse der C_{37} Alkenone im Sinkstoffallenmaterial aus dem Norwegenbecken (bis $120 \text{ ng/m}^2 \cdot \text{d}$), dem Ostgrönlandstrom (bis $70 \text{ ng/m}^2 \cdot \text{d}$) und am Barents-See-Schelf (bis $800 \text{ ng/m}^2 \cdot \text{d}$) zeigten eine ausgeprägte Saisonalität mit hohen Raten im Spätsommer. Die relativen Verhältnisse der beiden Alkenone wiesen dabei unerwartet große Variabilitäten innerhalb kurzer Zeitspannen und Veränderungen in der Wassertiefe auf.

Zur Kenntnis des zeitlichen Rahmes, innerhalb dessen sich die Umsatzreaktionen abspielen, stehen jetzt verschiedene ^{230}Th -Datierungsmodelle zur Verfügung. Diese liefern z.B. über ein "constant-flux-model" für beliebige Tiefenabschnitte individuelle Sedimentationsraten. Allerdings können sie durch lateralen Sedimenttransport modifiziert werden. Deshalb wurden diese Sedimentationsmodelle mit unabhängigen Datierungsmethoden kombiniert (^{14}C -Datierung und $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie), um hierdurch, trotz Lateraleintrages, eine Datierung mit hoher Auflösung zu erreichen. Auch ist es möglich, durch diese Methodenkombination den Einfluß des lateralen Sedimenttransportes auf die Sedimentakkumulation aufzuzeigen. Hieraus wird deutlich, daß die Sedimentation in der Norwegisch-Grönländischen See während der letzten 300.000 Jahre je nach Region in unterschiedlicher Intensivität vom Lateraltransport beeinflusst wurde.

Die vielschichtigen Wechselwirkungen zwischen dem vertikalen und dem lateralen Partikelfluß wurden aus der Verteilung natürlicher Radionuklide in der Wassersäule deutlich. Dabei zeigte sich insbesondere, daß Verweilzeiten von Wassermassen und ihre Durchmischungsraten erhebliche Auswirkungen auf den Transport von partikelreaktiven Substanzen aus der Wassersäule in die Sedimente haben.

1. Einleitung

Die Primärproduktion und Modifikation der Sinkstoffe werden im nördlichen Nordatlantik von extremen Umweltbedingungen beeinflusst. Saisonalität der Produktion, niedrige Temperaturen, saisonale Eisbedeckung und terrigene Einzugsgebiete sind die wichtigsten Faktoren. Darüber hinaus ist der Stoffumsatz im Benthos, das übergeordnete Thema des Teilprojektes A4 im Sonderforschungsbereich 313, das Ergebnis äußerst vielschichtiger Einzelvorgänge. Quantitative und qualitative Aspekte spielen ebenso eine Rolle, wie die Bewertung der steuernden Vorgänge. Am Beispiel des Kohlenstoffumsatzes sei dies hier noch einmal skizziert: Das eingetragene Material wird durch den Stoffwechsel der benthischen Lebensgemeinschaft modifiziert und abgebaut. Es wird teilweise als benthische Biomasse festgelegt, im Zuge des Stoffwechsels ausgeschieden oder veratmet. Von dem Ausmaß dieser Umsatzprozesse hängt es ab, wieviel benthische Biomasse gebildet wird, wieviel organisches Material remineralisiert und als anorganische Nährstoffe aus dem Sediment freigesetzt wird, welche molekulare Veränderung das eingetragene Material erfährt und wieviel Kohlenstoff schließlich als Nettoexport der Umsatzprozesse im Sediment eingebettet wird.

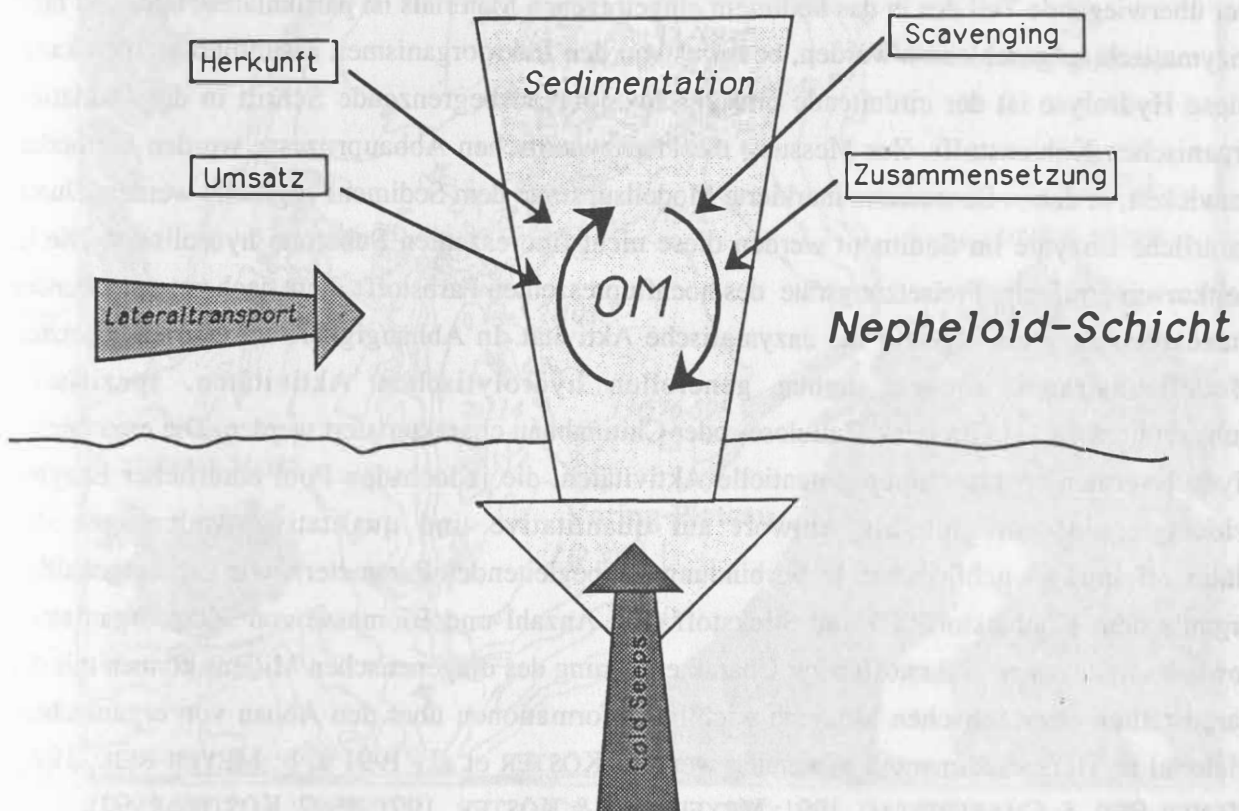


Abb. A4-1: Prozesse zum Stoffumsatz im Benthos, die den Zusammenhang der unterschiedlichen Arbeitsrichtungen des TP A4 zeigen.

Die mikrobiellen Prozesse zu diesem Kohlenstoffumsatz standen bei den Arbeiten des TP4 bisher im Vordergrund. Sie wurden ergänzt durch Untersuchungen an Biomarkern und Tracern, die entweder Umweltbedingungen direkt aufzeichnen, wie zum Beispiel die Alkenone für die Temperatur, oder die terrigene Herkunft charakterisieren. Weiter wurde die Rolle des Seep-Eintrags, d.h. denjenigen Anteil des benthischen Stoffumsatzes, der nicht aus der sedimentierten Biomasse resultiert, untersucht. Diese Situation ist in lokal begrenztem Maße für das Untersuchungsgebiet des SFB gegeben, ist aber für die Gesamtbilanzierung des Stoffumsatzes eher nicht ein wichtiger Faktor. Schließlich standen Arbeiten zur absoluten Datierung im Mittelpunkt, um den zeitlichen Rahmen, in dem die Umsatzreaktionen ablaufen, zu ermitteln. Die Verbindung der unterschiedlichen wissenschaftlichen Aspekte des TP 4 sind in Abb. A4-1 und nachfolgend die Ergebnisse der bisherigen Arbeiten eingehend dargestellt. Diese ermöglichen eine integrierende Zusammenschau zum gestellten Thema.

2. Ergebnisse

2.1. Geomikrobiologie

Der überwiegende Teil des in das Sediment eingetragenen Materials ist partikulärer Natur und muß enzymatisch aufgeschlossen werden, bevor es von den Mikroorganismen assimiliert werden kann. Diese Hydrolyse ist der einleitende und geschwindigkeitsbegrenzende Schritt in der Oxidation organischen Kohlenstoffs. Zur Messung dieser enzymatischen Abbauprozesse wurden Methoden entwickelt, in denen fluoreszenz-markierte Modellsubstrate dem Sediment zugesetzt werden. Durch natürliche Enzyme im Sediment werden diese nicht-fluoreszenten Substrate hydrolysiert. Die in Zeitkurven ermittelte Freisetzungsrates des hochfluoreszenten Farbstoffs dient nach entsprechender Standardisierung als Maß für die enzymatische Aktivität. In Abhängigkeit von den eingesetzten Modellsubstraten können, neben generellen hydrolytischen Aktivitäten, spezifische Substratumsätze, wie Protein-, Zellulose- oder Chitinabbau charakterisiert werden. Die errechneten Hydrolyseraten repräsentieren potentielle Aktivitäten, die jedoch den Pool natürlicher Enzyme widerspiegeln, der sich als Antwort auf quantitative und qualitative Änderungen des Nährstoffeintrages gebildet hat. In Verbindung mit begleitenden Parametern, wie Gesamtgehalt an organischem Kohlenstoff (C) und Stickstoff (N), Anzahl und Biomasse von Mikroorganismen sowie anorganischen Nährstoffen zur Charakterisierung des diagenetischen Milieus können mit der dargestellten enzymatischen Methode wichtige Informationen über den Abbau von organischem Material in Tiefseesedimenten gewonnen werden (KÖSTER et al., 1991 a, b; MEYER-REIL, 1991; MEYER-REIL & CHARFREITAG, 1991; MEYER-REIL & KÖSTER, 1991, 1992; KÖSTER, 1992).

Barents-See Profil

Im Rahmen von Meteor-Expeditionen (1990, 1991) wurde ein Profil von Sedimenten am westlichen Kontinentalhang der Barentsee bearbeitet, das vom Schelf über den Hang bis in die Tiefsee reichte ("Bäreninselprofil", Abb. A4-2). Von den sieben analysierten Stationen werden hier 3 exemplarisch dargestellt, die sich hinsichtlich der Sedimentation von organischem Material, der Besiedelung und der benthischen Abbauaktivitäten deutlich unterscheiden (Abb. A4-3 a-c). Station 405 (Wassertiefe 376 m) auf dem Schelf war mit einer artenreichen Epi- und Infauna besiedelt, Station 413 (Wassertiefe 1752 m) lag in einem Hochakkumulationsgebiet und zeichnete sich vornehmlich durch Suspensionsfresser aus. An Station 425 (Wassertiefe 2528 m) am Fuß des Kontinentalhangs dominieren epibenthische Foraminiferen.

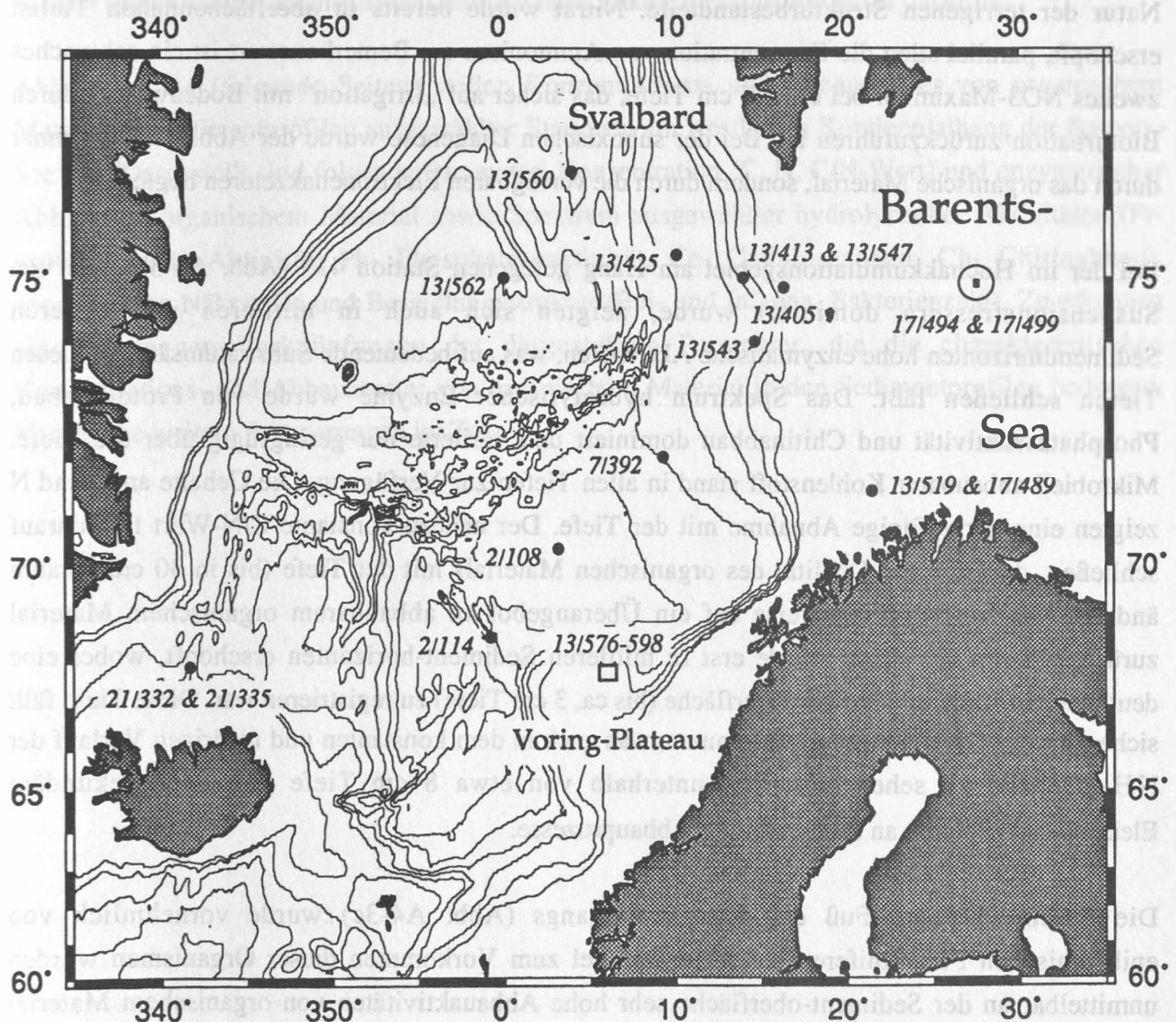


Abb. A4-2: Untersuchungsgebiet mit Stationen, die besonders durch das TP A4 bearbeitet wurden.

An der auf dem Schelf gelegenen Station 405 (Abb. A4-3a) variierten die Abbauaktivitäten organischen Materials deutlich mit der Tiefe. Hohe Hydrolyseraten wurden an der Sedimentoberfläche und in mittleren Horizonten, bei 4-7 cm, gemessen, parallel zum Vorkommen der Epi- und Infauna. Mit zunehmender Sedimenttiefe wurde das Spektrum hydrolytischer Enzyme deutlich eingeengt. Proteinabbau und Phosphataseaktivität traten zunehmend zurück, und in 30-32 cm Tiefe dominierte der enzymatische Abbau von Strukturpolysacchariden wie Chitin und Zellulose. Dies wird auch durch Messungen der Fraktion mikrobiell verfügbaren Kohlenstoffs (Protein) bestätigt, der mit der Tiefe deutlich abnahm. Die C- und N-Profile zeigten geringfügige Variationen über die Tiefe. Der relativ hohe C/N-Wert (10-12) deutete auf terrestrisches Material hin und nahm mit der Tiefe deutlich zu. Das deutet auf eine bevorzugte Remineralisierung von Stickstoff gegenüber Kohlenstoff in den Sedimenten hin, wahrscheinlich wegen der resistenten Natur der terrigenen Strukturbestandteile. Nitrat wurde bereits in oberflächennahen Tiefen erschöpft, parallel stieg die Konzentration von Ammonium an. Bemerkenswert ist ein schwaches zweites NO₃-Maximum bei ca. 5-7 cm Tiefe, das sicher auf „Irrigation“ mit Bodenwasser durch Bioturbation zurückzuführen ist. Bei der suboxischen Diagenese wurde der Abbau nicht primär durch das organische Material, sondern durch die verfügbaren Elektronenakzeptoren begrenzt.

Bei der im Hochakkumulationsgebiet am Hang gelegenen Station 413 (Abb. A4-3b), die von Suspensionsfressern dominiert wurde, zeigten sich auch in mittleren und tieferen Sedimenthorizonten hohe enzymatische Aktivitäten, was auf bedeutende Substratumsätze in diesen Tiefen schließen läßt. Das Spektrum hydrolytischer Enzyme wurde von Proteinabbau, Phosphataseaktivität und Chitinabbau dominiert und variierte nur geringfügig über die Tiefe. Mikrobiell abbaubarer Kohlenstoff stand in allen Tiefen zur Verfügung. Die Gehalte an C und N zeigten eine geringfügige Abnahme mit der Tiefe. Der nahezu konstante C/N-Wert ließ darauf schließen, daß sich die Qualität des organischen Materials mit der Tiefe (bis in 30 cm) kaum änderte, was verständlicherweise auf ein Überangebot an abbaubarem organischem Material zurückzuführen ist. Nitrat wurde erst in mittleren Sediment-horizonten erschöpft, wobei eine deutliche Nitrifizierung aus der Oberfläche (bis ca. 3 cm Tiefe) zu registrieren war. Diese Tiefe fällt sicher mit der O₂-Eindringung zusammen, was auch in dem konstanten und niedrigen Verlauf der NH₄-Gehalte zu sehen war. Erst unterhalb von etwa 8 cm Tiefe gewannen sekundäre Elektronenakzeptoren an Bedeutung für Abbauprozesse.

Die Station 425 am Fuß des Kontinentalhangs (Abb. A4-3c) wurde vornehmlich von epibenthischen Foraminiferen besiedelt. Parallel zum Vorkommen dieser Organismen wurden unmittelbar an der Sediment-oberfläche sehr hohe Abbauaktivitäten von organischem Material gemessen. Die Hydrolyseraten gingen dann bereits innerhalb des Sedimenthorizontes 0-1 cm sehr stark zurück, und von 8 cm Tiefe an waren kaum noch enzymatische Abbauaktivitäten nachweisbar. Diese spezifische ökologische Situation wurde auch durch das Spektrum

hydrolytischer Enzyme widerspiegelt. Unmittelbar an der Oberfläche dominierten Proteinabbau und Phosphataseaktivität. Der Abbau von Chitin und Zellulose war vergleichsweise gering. Mit zunehmender Sedimenttiefe wurde das Spektrum dahingehend eingengt, daß in 30 cm Tiefe nur noch proteolytische Enzyme nachweisbar waren, die offenbar den Abbau von Foraminiferenbiomasse widerspiegeln. Parallel hierzu fanden sich auch in dieser Tiefe noch relativ hohe Konzentrationen an mikrobiell verfügbarem Kohlenstoff. Die Gehalte an C und N zeigten ebenso wie die C/N-Werte einen deutlichen Rückgang mit der Tiefe, woraus auf einen bevorzugten Abbau von Kohlenstoff gegenüber Stickstoff, d. h. eine relative Stickstoffanreicherung geschlossen werden kann, dessen Ursache allerdings nicht ganz klar ist. Die NO_3 -Eindringung war tief (>11 cm), wobei die Gehalte hoch und gleichförmig blieben. Ammonium zeigte sehr niedrige und gleichbleibende Gehalte bis zu dieser Tiefe. Hieraus kann gefolgert werden, daß an dieser Station organischer Kohlenstoff den limitierenden Faktor für Abbauprozesse darstellte.

Abb. A4-3 a-c (folgende Seiten) stellen Konzentrations- und Abbaumuster von organischem Material in Sedimentprofilen ausgewählter Stationen am westlichen Kontinentallhang der Barents-See dar. Dargestellt sind folgende Parameter: Konzentration (C, N, C/N-Wert) und enzymatischer Abbau von organischem Material sowie Spektrum ausgewählter hydrolytischer Aktivitäten (Pr- proteolytische Aktivität, Ph- Phosphataseaktivität, Ce- Celluloseabbau, Ch- Chitinabbau), anorganische Nährstoffe und Besiedlungsstruktur (Epi- und Infauna, Bakterienzahl). Zu erkennen sind die engen Verknüpfungen der dargestellten Parameter, die die charakteristischen Konzentrations- und Abbaumuster von organischem Material in den Sedimentprofilen bedingen. Vergleiche weitere Erläuterungen im Text.

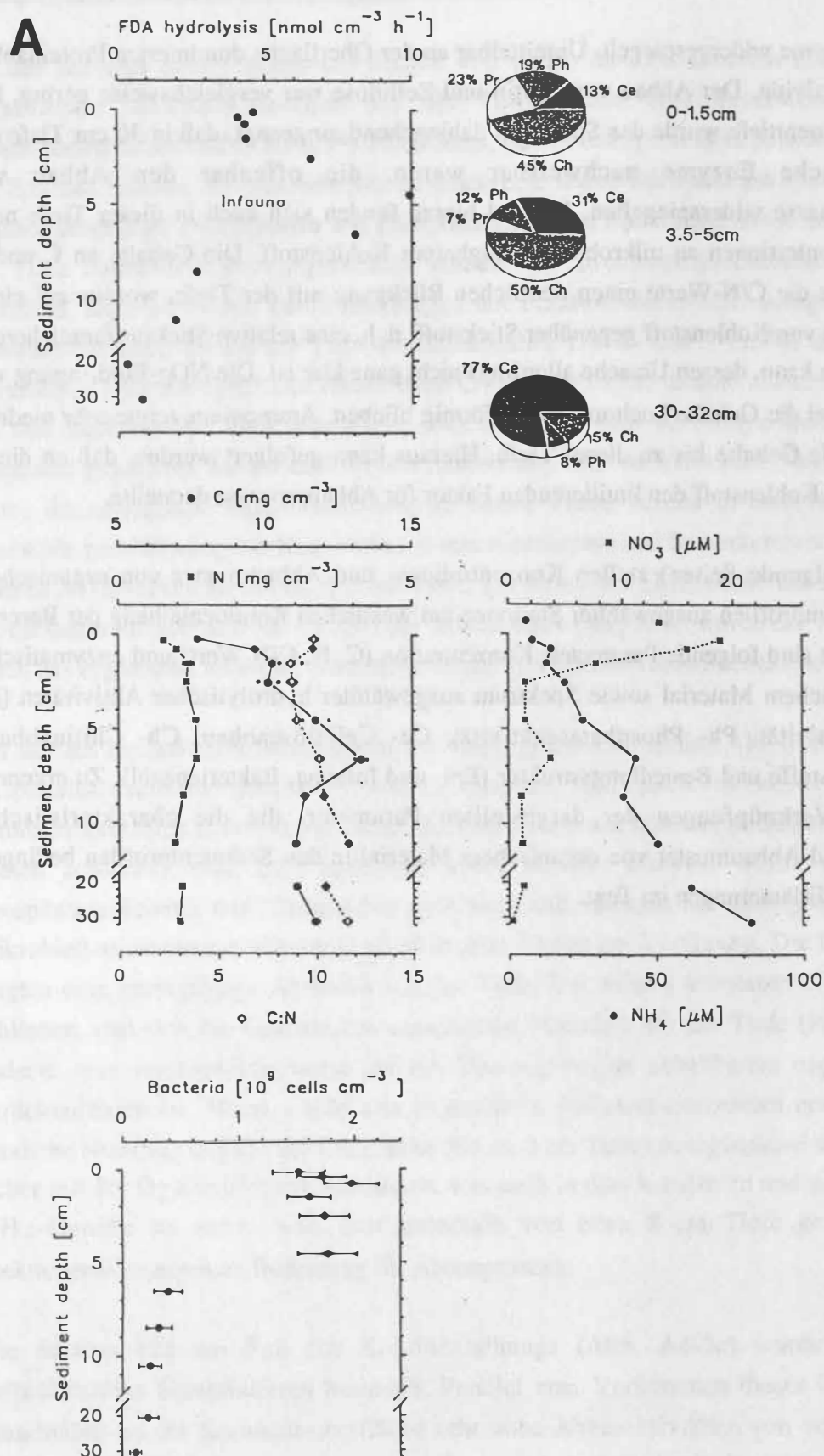


Abb. A4-3a: St. 405, Schelf; Wassertiefe 376 m

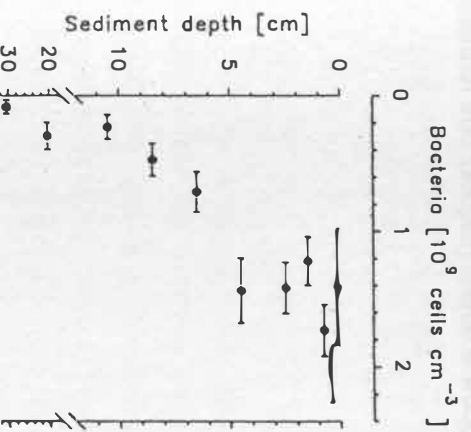
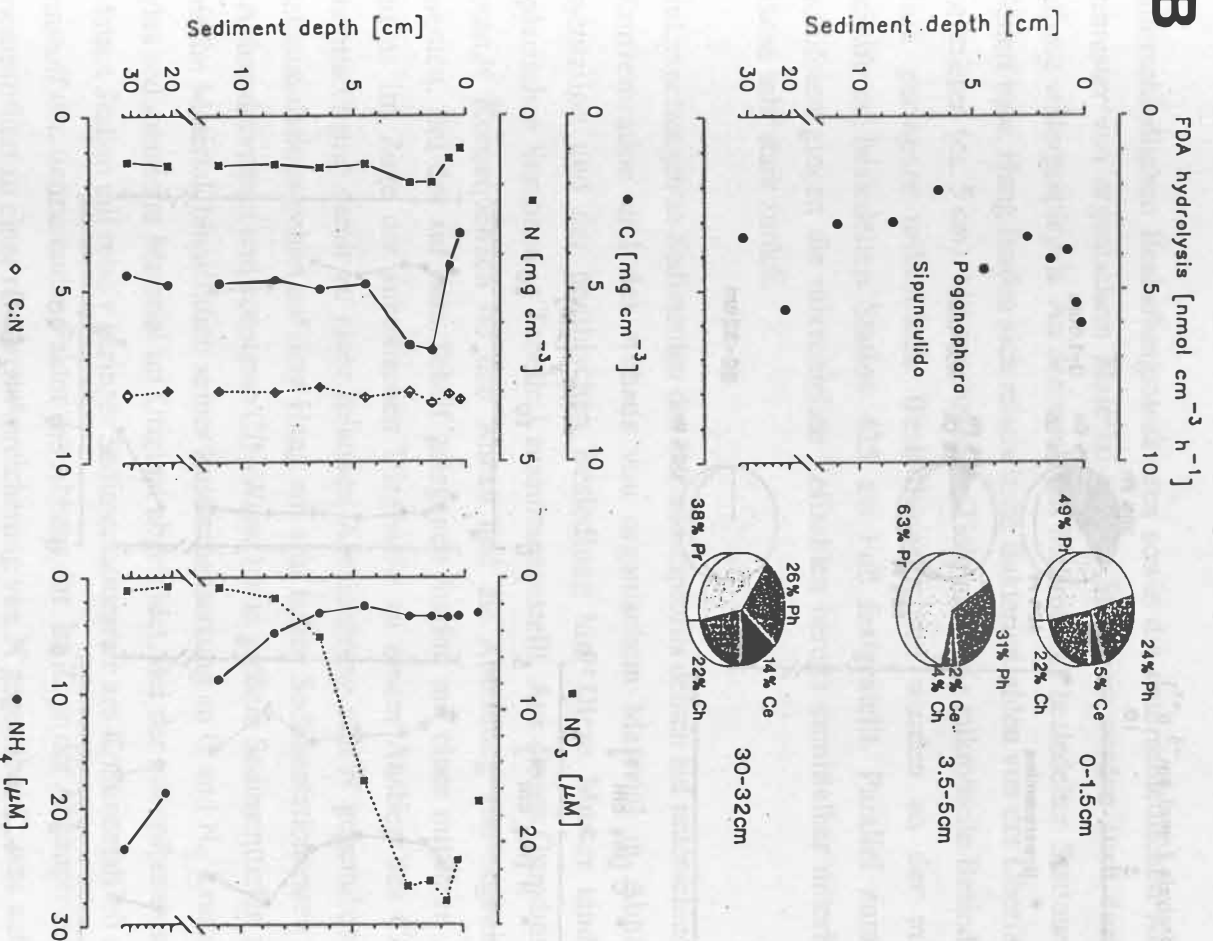
B

Abb. A4-3b: Station 413, Hang: Wassertiefe 1747 m

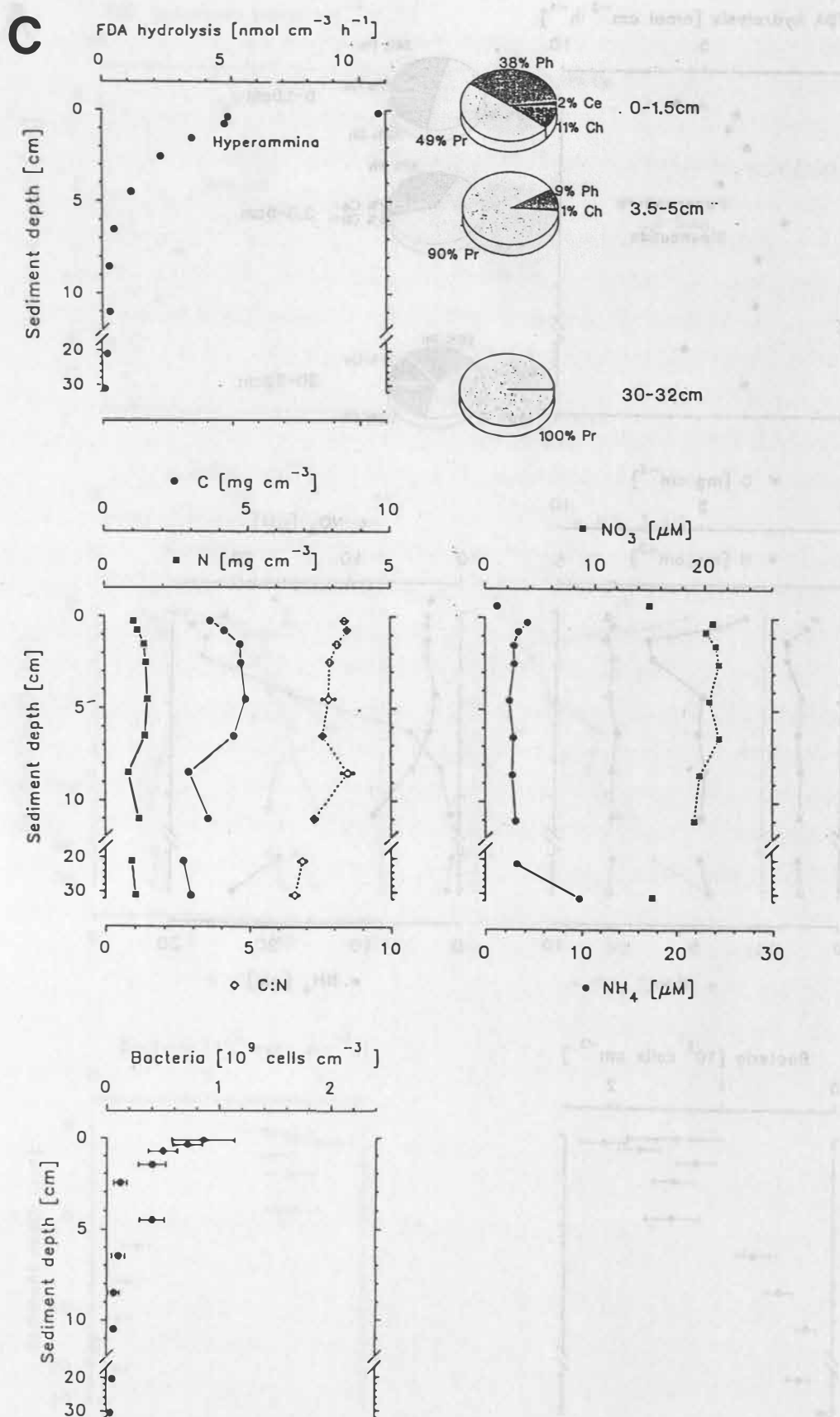


Abb. A4-3c: Station 425, Kontinentalfuß; Wassertiefe 2528 m

Die unterschiedlichen Besiedlungsstrukturen sowie die unterschiedlichen Konzentrations- und Abbaumuster von organischem Material an den Stationen werden auch durch die mikrobielle Besiedlung widerspiegelt. An den reich mit Makrofauna besiedelten Stationen 405 und 413 auf dem Schelf bzw. Hang fanden sich relativ hohe Bakterienzahlen von der Oberfläche bis in mittlere Sedimenttiefen (ca. 5 cm). Mit zunehmender Tiefe nahm die mikrobielle Besiedlung dann stark ab. Deutlich geringere mikrobielle Besiedlungsdichten wurden an der mit epibenthischen Foraminiferen besiedelten Station 425 am Fuß festgestellt. Parallel zum Vorkommen der Foraminiferen gingen die mikrobiellen Zellzahlen bereits unmittelbar unterhalb der Sedimentoberfläche sehr stark zurück.

Die Untersuchungen in Sedimenten des Bäreninselpfils deuten auf unterschiedliche Grundmuster der Konzentration und des Abbaus von organischem Material in Abhängigkeit von der Sedimentation und der benthischen Besiedlung hin. Diese Muster sind anhand der drei exemplarischen Stationen in Tabelle I zusammengestellt. Aus diesen Grundmustern ergeben sich bedeutende Konsequenzen für den Abbau und die Abbildung von organischem Material in Sedimenten. Bei der auf dem Schelf gelegenen Station mit einer mittleren Sedimentationsrate kommt es im Zuge der suboxischen Diagenese zu einem Anstieg des C/N-Wertes mit der Sedimenttiefe und damit zu einer relativen Abreicherung von N gegenüber C. Die Station im Hochakkumulationsgebiet auf dem Hang mit sehr hohen Sedimentationsraten zeichnet sich durch hohe Abbauproduktaktivitäten und konstante C/N-Werte bis in größere Sedimenttiefen aus. Hier erfährt das organische Material, hinsichtlich seiner Zusammensetzung an C und N, kaum Veränderungen: es wird das sedimentierte Material im Original abgebildet. Bei der mit epibenthischen Foraminiferen besiedelten Station mit relativ geringer Sedimentationsrate am Kontinentalfluß stellt der organische Kohlenstoff den limitierenden Faktor des Abbaus dar. Im Zuge der Abbauprozesse kommt es in den Sedimentprofilen zu einer relativen Anreicherung von N gegenüber C, was auf eine frühe Bildung von Vorstufen von Geopolymeren schließen läßt.

Tab. A4-1: Grundmuster der Diagenese und Deposition von organischem Material in Abhängigkeit von der benthischen Besiedlung an drei exemplarischen Stationen des Bäreninselprofils.

Station	Besiedlung	Organisches Material			Diagenese	Deposition
		Konz.	C/N	Abbau		
405 (376 m)	+++	konst.	Zunahme	+++	suboxisch	N-Anreich.
413 (1752 m)	++(+)	konst.	konst.	+++	(oxisch)	Original
425 (2528 m)	+(+)	Abnahme	Abnahme	+(+)	oxisch	N-Anreich.

Kolbeinsey Profil

Auf der "Meteor" Reise Nr. 21/5 (Abb. A4-2) wurde ein Stationsprofil in West-Ost-Richtung am Kolbeinsey-Rücken bearbeitet (Wassertiefen zwischen 450 und 1125 m), das den Einfluß von unterschiedlichen bodennahen Wasserkörpern, Sedimentbeschaffenheit, Nährstoffversorgung und benthischen Lebensgemeinschaften auf den Abbau von organischem Material reflektierte. Generell waren Sedimente auf der Ostseite des Rückens mit einer artenreichen Besiedlung durch höhere enzymatische Abbauraten charakterisiert, als weniger besiedelte Sedimente auf der Westseite. Profile mikrobieller Zahl zeigten einen weitgehend ähnlichen Verlauf wie die der enzymatischen Abbauaktivitäten. Stark ausgebildete Gradienten in mikrobieller Zahl und Aktivität traten insbesondere in oberflächennahen Horizonten der auf der Ostseite gelegenen Station 335 (Wassertiefe 825 m) auf, wohingegen in Sedimenten entsprechender Wassertiefe der Station 332 auf der Westseite eine geringere Abnahme enzymatischer Aktivität und mikrobieller Besiedlungsdichte über die Tiefe zu beobachten war. In den CO₂-Konzentrationsprofilen in Sedimenten der Ostseite kam es ebenso zur Ausbildung stark ausgeprägter Gradienten an der Sedimentoberfläche; Profile in Sedimenten der Westseite waren dagegen durch einen relativ homogenen Verlauf geprägt. Sedimentprofile von Ammonium zeigten oftmals in oberflächennahen Horizonten (zwischen 0 und 5 cm) starke Konzentrationserhöhungen, die auf verstärkte benthische Aktivitäten (Respiration, Exkretion) in dieser Sedimentzone hinweisen. Hälterungskerne, in denen Sauerstoffzehrungsraten und CO₂-Nettoreisetzungsrate als Maß für die benthische Gesamtrespiration bestimmt wurden, deuteten ebenso auf höhere Substratumsätze in Sedimenten auf der Ostseite hin. Ergänzende Untersuchungen zur Zusammensetzung des hydrolytischen Enzymspektrums sowie zum Gehalt an abbaubarem Protein ermöglichten Rückschlüsse auf Menge

und Art des abbaubaren organischen Materials. So wurde beispielsweise in Sedimenten der Station 335, die durch eine reiche Besiedlung mit Ophiuroiden und peracariden Crustaceen charakterisiert waren, das Enzymspektrum an der Sedimentoberfläche von Chitinasen dominiert, die bis in 5 cm Tiefe nachzuweisen waren. Daneben trugen Aktivitäten von Phosphatasen und Zellulasen zum enzymatischen Abbau von organischem Material bei. Mit zunehmender Sedimenttiefe trat eine starke Reduktion im Enzymspektrum ein; in 10 cm Tiefe konnten nur noch proteolytische Abbauaktivitäten nachgewiesen werden. Relativ geringe enzymatische Abbauraten in Sedimenten der Ostseite weisen darauf hin, daß organisches Material vergleichsweise wenig durch mikrobielle Aktivitäten modifiziert wird. Es ist anzunehmen, daß sich in diesen Sedimenten die Zusammensetzung des organischen Materials relativ wenig über die Tiefe ändert und sich in relativ ähnlichen Enzymspektren abbildet. Die hier zusammengefaßten Ergebnisse stützen in hervorragender Weise die Aussagen über Nahrungsangebot, Chlorophyll- und ATP-Verteilung und Besiedlungsmuster, wie sie in TP A3 dargestellt sind.

2.2. SEEP-Eintrag

Die Bearbeitung von Fluid- und Gasaustrittsstellen sollte denjenigen Anteil des benthischen Stoffumsatzes beschreiben, der nicht aus der absinkenden Biomasse resultiert, sondern seine Quelle in nährstoffreichen Fluiden findet, die aus den Sedimenten in das Bodenwasser austreten. Methan ist als wesentlicher Bestandteil solcher Fluide bekannt und wurde auf der METEOR 17/2 Expedition als Indikator für Fluidaustritte in der Wassersäule verfolgt. Besonders eindrucksvolle Messungen bodennaher Methananomalien gelangen auf dem Barentssee Schelf östlich der Bäreninsel. Ein 1988 von norwegischen Wissenschaftlern entdecktes ca. 18 km² großes und mit Kraterstrukturen übersätes Gebiet wurde mit dem Hydrosweep-Fächerlot detailliert vermessen und geochemisch beprobt. Die Abb. A4-4 zeigt das Kraterfeld; insgesamt wurden 33 Krater identifiziert, die aufgrund ihrer Strukturen in 8 Klassen unterteilt wurden. Von Bedeutung sind hierbei unregelmäßige Erhöhungen innerhalb und außerhalb der Krater, die als Auswurfmassen gedeutet werden und damit den Entstehungsvorgang erhellen können. Bei der Methan-Analyse von drei CTD-Profilen innerhalb des Kratergebietes und eines weiteren, ca. 10 Meilen entfernten Profils zeigte sich eine großräumige, bodennahe Methanwolke mit Anomalien von > 1000 nM in 40-80 m Höhe über dem Meeresboden (Abb. A4-5).

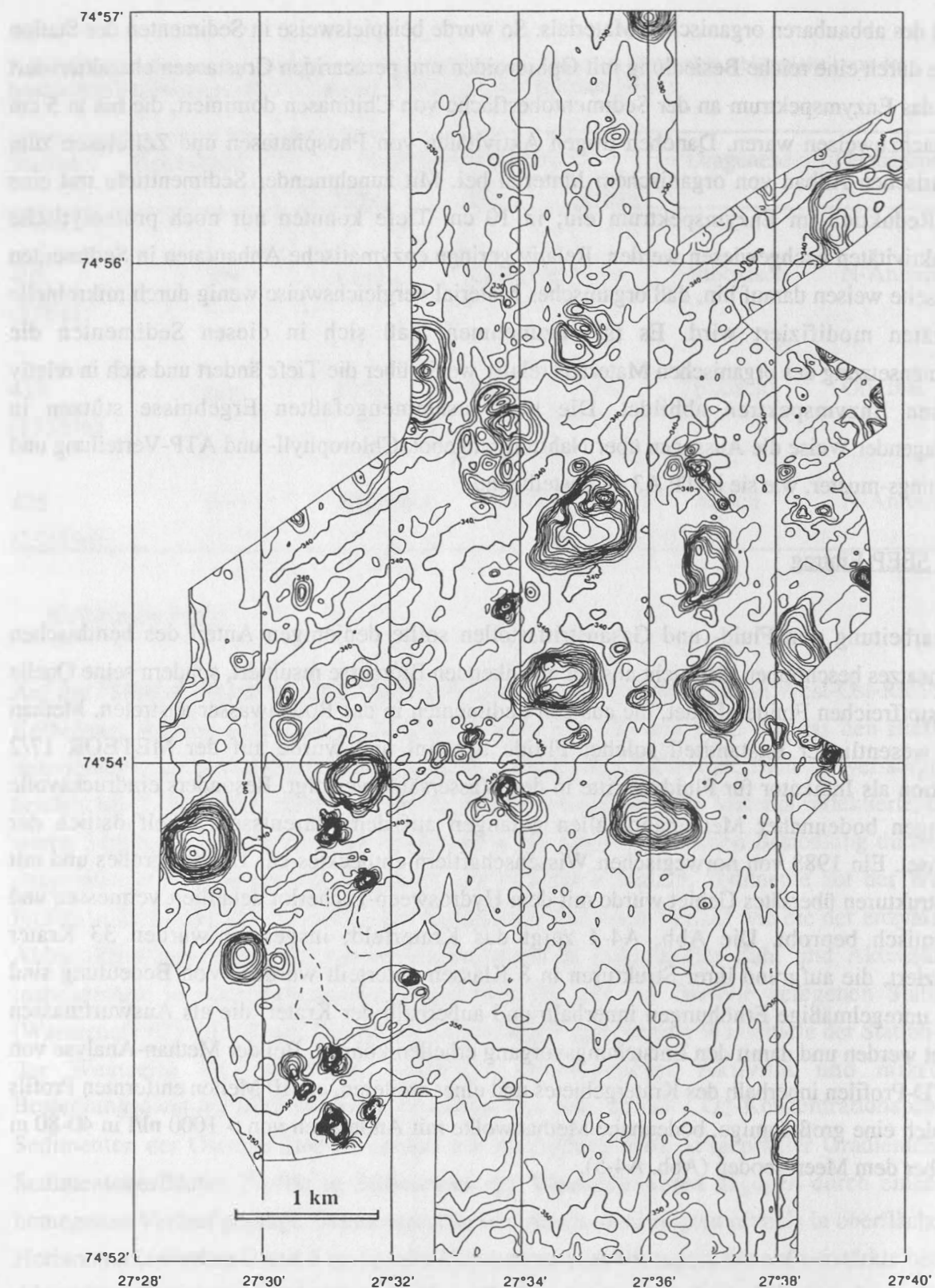


Abb. A4-4: Kraterfeld mit Methanquellen auf dem Barents-See Schelf; Durchmesser der Krater beträgt einige hundert Meter, ihre Tiefe zwischen 10-30 m; die Entstehung der Krater ist noch ungeklärt, wird aber explosionsartiger Entlastung von Gashydraten in Zusammenhang gebracht.

Geologische Untersuchungen norwegischer Institute hatten ergeben, daß sich die Krater, die Tiefen von 30 m und Durchmesser von 400 m erreichen, in einer Deckschicht quartären Tonsteins befinden, die unmittelbar über erodierten mesozoischen Sedimenten lagert. Aus der Form dieser Krater, die sich auffällig von den sogenannten "Pockmarks" unterscheiden, und der Tatsache, daß die darunter liegenden Sedimente in benachbarten Gebieten der Barentssee Kohlenwasserstoffe führen, ist zu vermuten, daß schlagartige Freisetzungen großer Mengen von Gas zur Bildung dieser Strukturen geführt haben. Als Ursache wäre eine Destabilisierung von Gas- (Methan-) Hydraten unter einer undurchlässigen Deckschicht denkbar. Methanmessungen an Sediment- und Bodenwasserproben aus zwei der Krater gaben keinen Hinweis auf gegenwärtige Gasfreisetzung, so daß die Quellen der festgestellten Methananomalie, als vereinzelte Überreste einer vormals katastrophalen Gaseruption, in der weiteren Umgebung des untersuchten Gebietes vermutet werden müssen, welche sich durch lateralen Transport heute auf dem Barentsseeschelf ausbreitet. Die gesamte Wassersäule ist stark an CH_4 übersättigt, relativ zum mittleren CH_4 -Gehalt der Atmosphäre, und kann deshalb als eine potentielle Quelle des Treibhausgases angesehen werden.

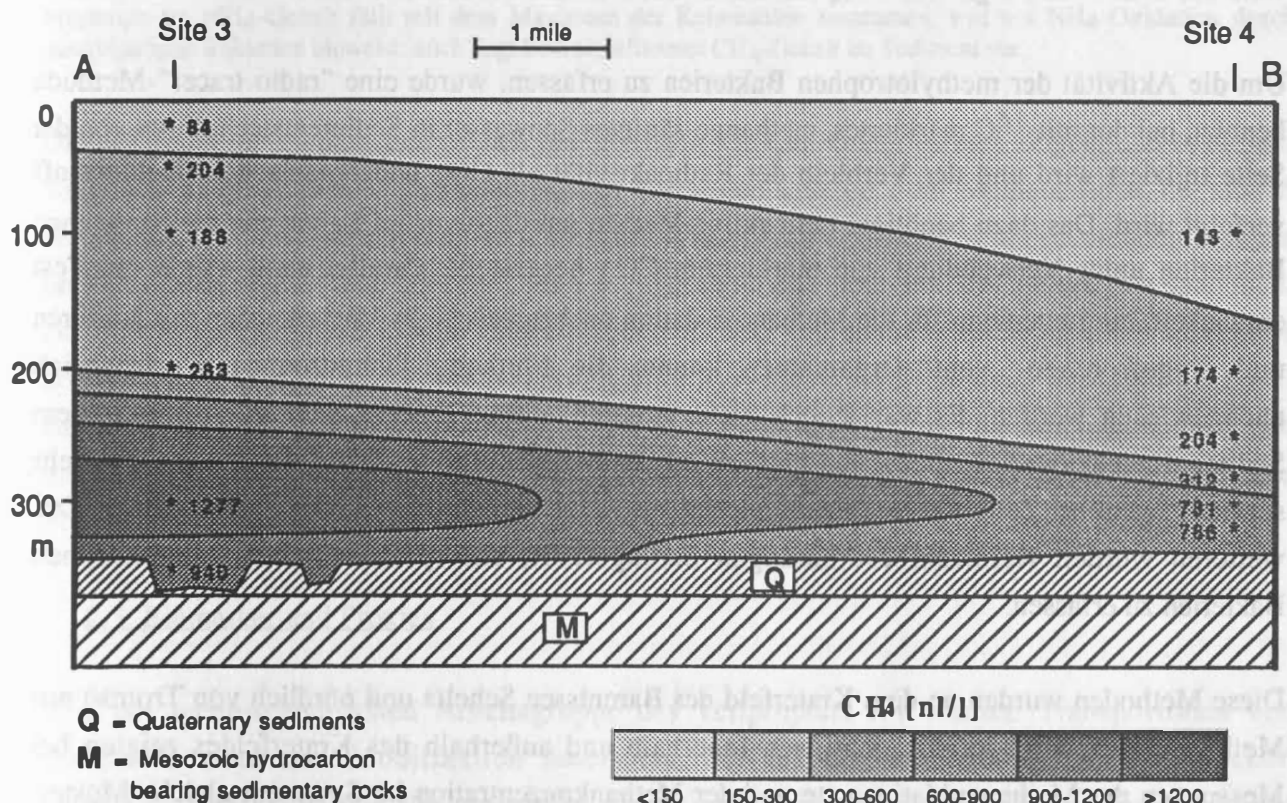


Abb. A4-5: Methanwolke in der Wassersäule über dem Barentssee Schelf; die Gehalte zeigen, daß die Wassersäule stark an CH_4 übersättigt ist relativ zur Atmosphäre; das Maximum über dem Boden zeigt, daß die darunter liegenden Krater nicht die Quelle des Gases sein können, sondern daß die CH_4 -Wolke seitlich herangeführt wird.

In aufsteigenden Fluiden aus dem Sediment ist Methan eine wichtige Energiequelle, welches direkt von Bakterien genutzt werden kann, ohne daß diese auf eine Zufuhr organischen Materials aus der euphotischen Zone angewiesen sind. Von besonderer Bedeutung dabei sind methylo trope Bakterien, welche Methan zu CO_2 oxidieren können. Dabei verwenden aerobe Formen Sauerstoff als terminalen Elektronen-Akzeptor, während bei dem anaeroben Abbau durch bisher noch nicht isolierte Formen Sulfat eine Rolle spielt.

Dem gegenüber stehen Sedimentbakterien, die sedimentierte Biomasse abbauen. Bei unterschiedlichen Energiequellen (Elektronendonatoren) dieser Bakteriengruppen verbrauchen und nutzen jedoch beide in der oxischen Sedimentoberfläche den gleichen Elektronenakzeptor, nämlich Sauerstoff. Somit tragen aerobe methanoxidierte Bakterien auch zur Sauerstoffzehrung der Sedimente bei (bis zu 68 % in methanhaltigen Süßwassersedimenten). Auch die Endprodukte des Abbaus organischen Material und des Methans sind die gleichen, nämlich CO_2 . Dabei kann die gesteigerte CO_2 -Bildung an aktiven Methanquellen zur Karbonatausfällungen führen, wie dies weitverbreitet in den sogenannten „pockmarks“ der Nordsee beobachtet wurde.

Um die Aktivität der methylo trophen Bakterien zu erfassen, wurde eine "radio tracer"-Methode benutzt, bei der mit ^{14}C markiertes, methange-sättigtes Seewasser in Sedimentstechröhren von der Seite injiziert wird und der Verbleib der Radioaktivität als CO_2 und organischem Kohlenstoff verfolgt wird. Das dazu benötigte radioaktive Methan wurde zuvor im Labor von methanogenen Bakterien unter Verwendung von markiertem CO_2 hergestellt. Parallel dazu wurde ein Test entwickelt, ein Leitenzym für die Methanoxi-dation nachzuweisen. In Vorversuchen mit Kulturen und eingefrorenen „vent“-Organismen konnte die Methanol-Dehydrogenase erfolgreich nachgewiesen werden. Es war jedoch nicht möglich, dieses Enzym auch in angereichertem Sediment nachzuweisen, da es sich hier um ein Enzym der Atmungskette handelt, welche sehr sensitiv gegenüber Zellgiften ist, die möglicherweise auch in Sedimenten vorkommen können. Des weiteren wurden Keimzahlbestimmungen durchgeführt, um spezifisch die methylo trophen Bakterien zu erfassen.

Diese Methoden wurden an dem Kraterfeld des Barentssee Schelfs und nördlich von Tromsö mit Methanquellen durchgeführt. Stationen innerhalb und außerhalb des Kraterfeldes zeigten bei Messungen der Methanoxidationsrate und der Methankonzentration im Sediment gleiche Muster: Die maximale Aktivität mit $2,6 \mu\text{mol/d-L}$ oxidiertem Methan beschränkte sich auf die obersten Zentimeter. Danach nahm die Aktivität rasch ab. Die Methankonzentrationen schwankten zwischen $1,0$ und $2,0 \mu\text{mol/L}$ ohne Korrelation mit der Sedimenttiefe. Keimzahlbestimmungen ergaben ebenfalls nur in den obersten Zentimetern positive Ergebnisse mit $100\text{-}200$ Zellen/mL. Andererseits ergab sich auf Station 489 bei Keimzahlbestimmungen in 20 cm Sedimenttiefe ein Maximum der methanoxidierenden Bakterien (Abb. A4-6). Das Porenwasserprofil zeigt ein Minimum im NH_4 -

Gehalt an dieser Stelle sowie generell eine extrem schnelle NO_3 -Reduktion. Unerklärlich bleibt, daß keine signifikanten CH_4 -Gehalte im Sediment vorliegen.

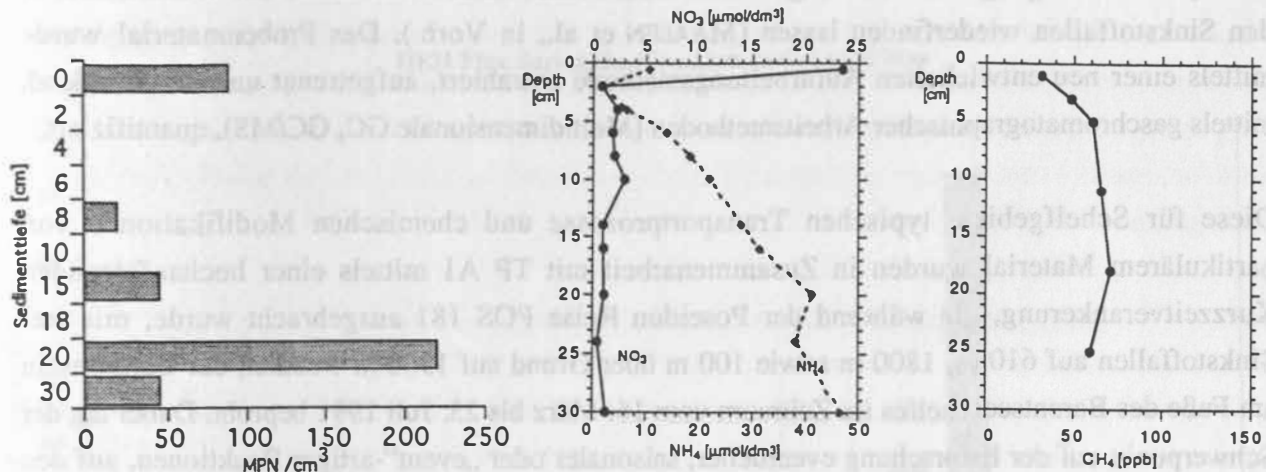


Abb. A4-6: Keimzahlen methylotropher Bakterien; NO_3 und NH_4 im Porenwasser und CH_4 im Sediment; ein Minimum im NH_4 -Gehalt fällt mit dem Maximum der Keimzahlen zusammen, was auf NH_4 -Oxidation durch methylotrophe Bakterien hinweist; auch liegt kein signifikanter CH_4 -Gehalt im Sediment vor.

Die niedrigen Methankonzentrationen und geringen Methanoxideraten zeigen, daß in diesem Kraterfeld keine aktiven Methanquellen mehr vorhanden sind, oder der Methanaustritt, der sich in der Wassersäule nachweisen ließ, zu schnell erfolgte, als daß sich Methan in bedeutenden Mengen im Porenwasser hätte lösen können. Dieses Methan stand den methylotrophen Bakterien dann nicht zur Verfügung, sondern konnte unbeeinflusst von den Sedimentbakterien in die Wassersäule gelangen und dort entweder durch Verwischung in obere Wasserschichten verdünnt oder von Bakterien der Wassersäule verbraucht werden. Auch ist es möglich, daß die erhöhten Keimzahlen methylotropher Bakterien sowie die maximalen Methanoxideraten, die auf die Sedimentoberfläche beschränkt bleiben, durch CH_4 aus der Wassersäule gespeist werden.

2.3. Biomarker und Proxies

Von der meereschemischen Arbeitsgruppe des Teilprojekts A4 wurden Transportraten von Sinkstoffen und ihre Modifikation untersucht, die aus der Bilanzierung des organischen Kohlenstoffumsatzes über die chemische Zusammensetzung der partikulären Substanz in der Wassersäule (Sinkstofffallen, In-situ-Pumpen) sowie den oberen Sedimentschichten (Multicorer) ermittelt wurde. Rückschlüsse auf ablaufende Prozesse wurden über anthropogene Tracer PCB (Schulz-Bull), Alkenone (Dissertation C. Thomson) sowie Biomarker aus der Gruppe der n-Alkane und Isoprenoide (Dissertation Maaßen, in Vorbereitung) erhalten. Im Antragszeitraum 1991-93 wurde anhand dieser räumlich und zeitlich hochauflösenden Beprobung ein Zusammenhang

zwischen partikulärem Material und Oberflächensedimenten dargestellt. Es wurde untersucht, inwieweit sich Anzeichen von Lateraltransporten vom Bereich der Barentsee und Resuspensionsvorgänge von der umgebenden Sedimentoberfläche innerhalb der Wassersäule in den Sinkstoffallen wiederfinden lassen (MAABEN et al., in Vorb.). Das Probenmaterial wurde mittels einer neu entwickelten Aufarbeitungsmethode extrahiert, aufgetrennt und anschließend, mittels gaschromatographischer Arbeitsmethoden (Multidimensionale GC, GC/MS), quantifiziert.

Diese für Schelfgebiete typischen Transportprozesse und chemischen Modifikationen von partikulärem Material wurden in Zusammenarbeit mit TP A1 mittels einer hochauflösenden Kurzzeitverankerung, die während der Poseidon Reise POS 181 ausgebracht wurde, mit drei Sinkstoffallen auf 610 m, 1800 m sowie 100 m über Grund auf 1900 m westlich der Bäreninseln am Fuße des Barentseeschelfes im Zeitraum vom 16. März bis 23. Juli 1991 beprobt. Dabei lag der Schwerpunkt auf der Erforschung eventueller, saisonaler oder „event“-artiger Reaktionen, auf den ausgeprägt saisonalen Rhythmus der Sedimentation biogenen Materials in der Wassersäule. Proben für vergleichende Analysen an Oberflächensedimenten wurden während der Reise POS 181 und Meteor 17/1 entlang eines kurzen Transekts von der Verankerungsposition zum Kveitehola gewonnen. Vom Kveitehola aus bildet sich ein Hochakkumulationsgebiet am Schelfhang aus, das, je nach hydrographischen Gegebenheiten, auch kurzzeitig zu einem Eintrag von Schelfmaterial an der Verankerungsposition beitragen kann.

Eintrag von biogenem Material aus der euphotischen Grenzschicht

Die saisonale Variation des Eintrags von partikulärem Material während der maximalen Produktion in der Zeit Mitte Juni aus der euphotischen Grenzschicht wurde an der Verankerungsposition, unter anderem anhand der mehrfach ungesättigten Verbindung Heneicosa- (3, 6, 9, 12, 15, 18)-hexaen (HEH), dokumentiert. Diese labile Verbindung wird von einer Anzahl planktischer Algen während der Planktonblüte produziert, und gelangte, in Assoziation mit organischen Partikeln, mit dem ersten Sedimentationsschub Mitte Juni sehr schnell zum Meeresboden. Dabei steigen die Flüsse bis auf $830 \text{ ng/m}^2\text{-d}$ in Grundnähe. Beim Transport durch die Wassersäule wird das HEH wahrscheinlich zusätzlich aus essentiellen C22:6 Fettsäuren durch Carboxylierung gebildet, sodaß ein deutlicher Anstieg der Flüsse mit zunehmender Wassertiefe gefunden wurde. Außerhalb der maximalen biologischen Aktivität in der obersten Wasserschicht ist der Anteil von HEH am Gesamtfluß dagegen über die gesamte Wassersäule mit $2\text{-}3 \text{ ng/m}^2\text{-d}$ sehr gering (siehe Abb. A4-7). Der Fluß nimmt auch nach dem ersten Sedimentations-schub rasch wieder ab, während in der euphotischen Schicht noch starke Aktivität herrscht. Zu Beginn der Phytoplanktonblüte kann nicht das gesamte Nahrungsangebot von den Zooplanktern verarbeitet werden. Ein Teil des Materials wird praktisch unmodifiziert innerhalb einer Woche durch die gesamte Wassersäule in das Sediment transportiert. Reagieren dann Zooplanktonarten in der Deckschicht auf den erhöhten

Nahrungsimpuls, wird auch der Eintrag von frischem Material verringert, der HEH-Fluß nimmt deutlich ab.

HEH Flux during the exposition period at 1900m

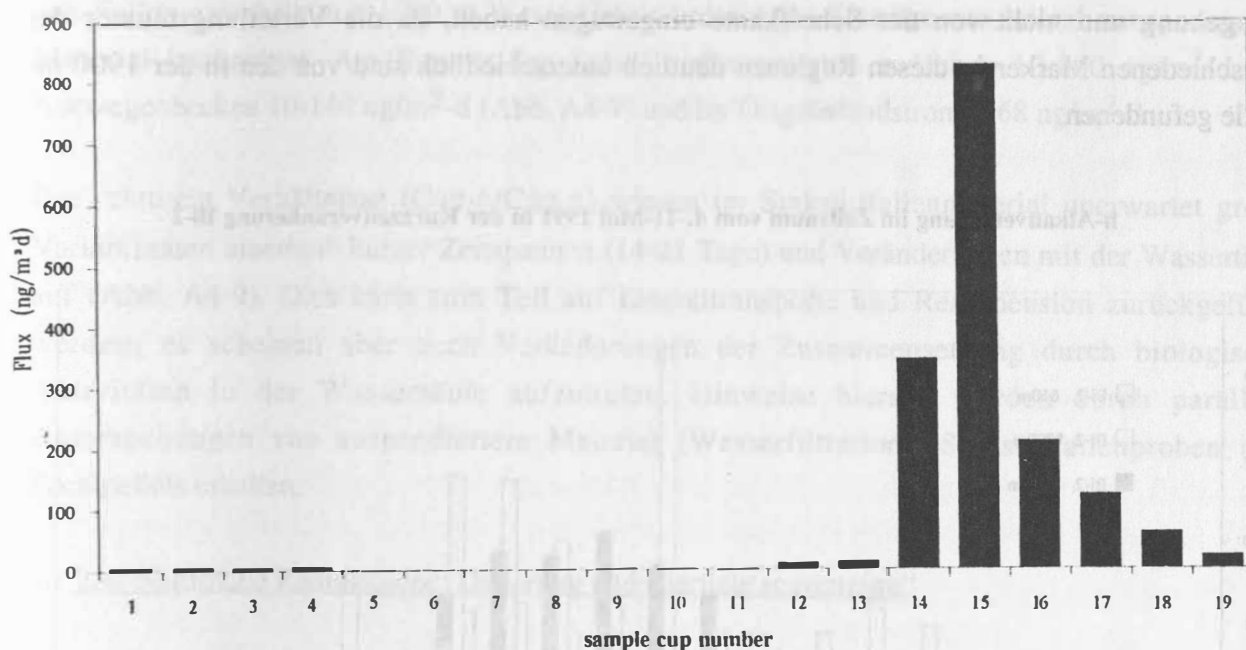


Abb. A4-7: Jahresgang der HEH-Flüsse in $\text{ng/m}^2\cdot\text{d}$ der Barentssee-Verankerung in 1900 m Tiefe.

Eintrag von organischem Material durch Resuspensionsprozesse von Meeresboden und laterale Transporte aus der Barents See

Während der allgemein unproduktiven ruhigen Zeit im Frühjahr findet sich Anfang Mai ein deutlicher Anstieg der POC Werte in den beiden bodennahen Sinkstoffallen auf bis $10 \text{ mg/m}^2\cdot\text{d}$ in 1900 m. Dieser Event wurde anhand des veränderten n-Alkan-Anteils am Gesamt-POC und deren Verteilung als Resuspensions-Eintrag vom Boden ermittelt. Zum Boden hin nimmt der Anteil der n-Alkane am gesamten POC Pool um 50% auf Werte von 19 ug/g OC ab. Andere, gealterte Komponenten aus den oberen Sedimentschichten tragen verstärkt zum Gesamtpool bei. Betrachtet man die Verteilung der n-Alkane mit zunehmender Wassertiefe, so wurden in der bodennahen 1900 m-Falle Verteilungen gefunden, die sich von den übrigen Proben in diesem Zeitraum unterschieden. Während in den Tiefen von 610 m und 1800 m bimodale, inhomogene Verteilungen im Maximas bei C₂₀ und C₂₉ gefunden wurden, tritt bei der 1900 m-Falle eine einfache, sehr homoge Verteilung mit einem Maximum bei C₂₆ auf (siehe Abb. A4-8). Die Flüsse der Einzelkomponenten liegen dabei in der gleichen Größenordnung. Das Einzelsignal der Verbindung

C25, das von 13 ng/m²-d bei 610 m auf 32 ng/m²-d bei 1800 m ansteigt, entfällt bei 1900 m im Gegensatz zu den zeitlich benachbarten Proben völlig.

Dieser Eintrag von resuspendiertem Material wurde durch laterale Transportprozesse, wie unterseeische Stürme oder ähnliche Events verursacht, die Material nicht aus der unmittelbaren Umgebung und nicht von der Schelfkante eingetragen haben, da die Verteilungsmuster der verschiedenen Marker in diesen Regionen deutlich unterschiedlich sind von den in der 1900 m-Falle gefundenen.

n-Alkanverteilung im Zeitraum vom 4.-11-Mai 1991 in der Kurzzeitverankerung Bi-2

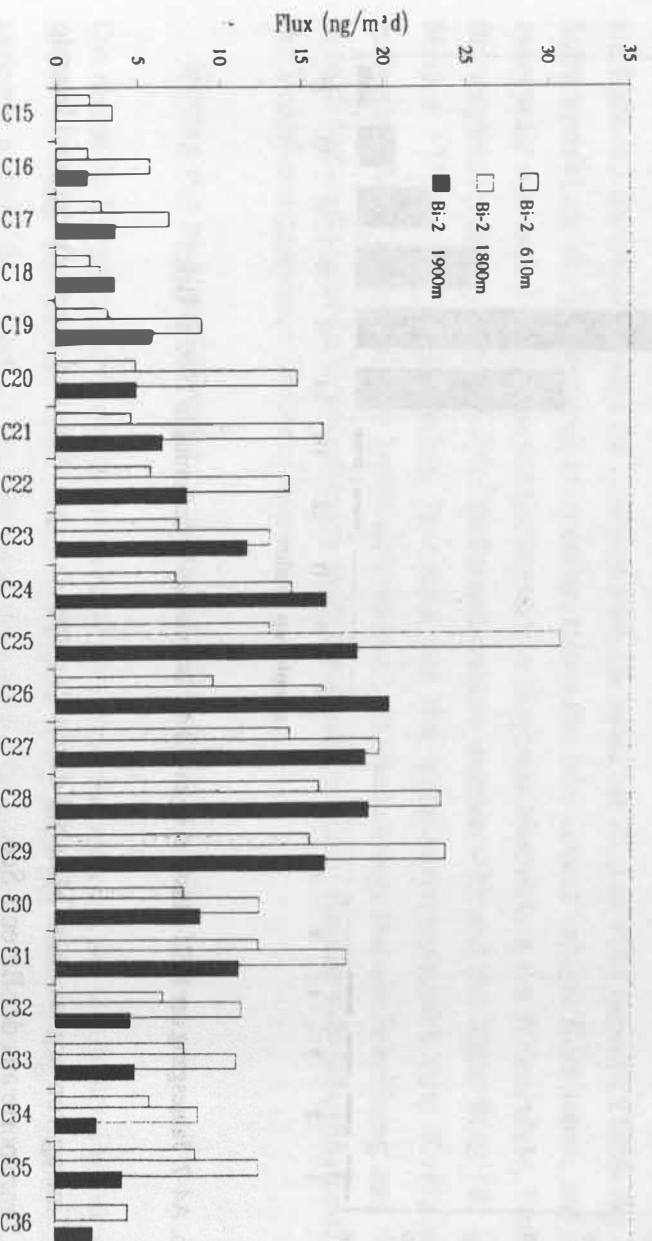


Abb. A4-8: Verteilung der n-Alkane in 610, 1800 und 1900 m Wassertiefe der Barents-See-Verankerung (04.05.-11.05.1991).

Saisonalität, regionale Unterschiede und Variationen der Zusammensetzung bei der Sedimentation von Alkenonen

In Zusammenarbeit mit dem TP A1 wurden die Flüsse von Alkenonen an den Verankerungspositionen im Norwegenbecken, im Ostgrönlandstrom und am Barents See Schelf untersucht. Die Alkenone werden von Prymnisophyceen, insbesondere *Emiliania huxleyi* in Abhängigkeit von der umgebenen Wassertemperatur gebildet und ermöglichen, durch Bestimmung der Verhältnisse (C37:2/C37:3), eine Rekonstruktion der Paläooberflächenwassertemperaturen. Die im Rahmen des SFB durchgeführten Arbeiten sind die

ersten Untersuchungen im nördlichen Nordatlantik, die sich mit der Bildung und Veränderung von Alkenonen in der Wassersäule befassen.

An allen drei Sinkstoffallenpositionen wurden erhöhte Sedimentationsraten im September/Oktober beobachtet. Die Flüsse verliefen überwiegend parallel zu den Parametern Karbonat und POC. In den Fallen unterhalb von 1000 m Wassertiefe wurden hohe Einträge von lateral transportiertem Material beobachtet. Am Barents-See Schelf sedimentierten zwischen 10-800 ng/m²-d, im Norwegenbecken 10-140 ng/m²-d (Abb. A4-9) und im Ostgrönlandstrom 1-68 ng/m²-d.

Die relativen Verhältnisse (C_{37:2}/C_{37:3}) wiesen im Sinkstoffallenmaterial unerwartet große Variabilitäten innerhalb kurzer Zeitspannen (14-21 Tage) und Veränderungen mit der Wassertiefe auf (Abb. A4-9). Dies kann zum Teil auf Lateraltransporte und Resuspension zurückgeführt werden; es scheinen aber auch Veränderungen der Zusammensetzung durch biologische Aktivitäten in der Wassersäule aufzutreten. Hinweise hierauf wurden durch parallele Untersuchungen von suspendiertem Material (Wasserfiltration), Sinkstoffallenproben und Fecalpellets erhalten.

2.4. Natürliche Radioisotope: Datierung und „particle scavenging“

Ein weiterer Schwerpunkt der Arbeiten im TP A4 lag in der Entwicklung von Datierungsmethoden für Sedimente aus hohen Breiten, bei denen, aufgrund fehlenden oder geringen Karbonatgehaltes, die $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie nicht angewendet werden kann. Diese diente einmal dazu, den kurzzeitlichen Rahmen der Stoffumsätze zu erstellen als auch den langzeitlichen Rahmen der Sedimentakkumulation. Letztere ist eine Grundgröße für die Ziele der Teilprojekte B2 und B3. Zur Überprüfung der ^{230}Th -Datierungen wurden zunächst in Zusammenarbeit mit dem TP B2 ^{230}Th -Messungen an Sedimentkernen durchgeführt, für die eine $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie bereits erstellt worden war. Begleitende sedimentologische, anorganisch-geochemische sowie die Analyse der organischen Substanz zeigten, inwieweit die unterschiedliche Zusammensetzung der Sedimente einen Einfluß auf die ^{230}Th -Verteilung im Sediment hat. Neben den erweiterten Interpretationsmöglichkeiten der ^{230}Th -Daten in Sedimentkernen konnte im Zusammenhang mit den Datierungsergebnissen aufgrund der sedimentologisch-geochemischen Untersuchungen auch neue paläozooanographische Hinweise gewonnen werden. So zeigte sich z.B., daß ein erhöhter Montmorillonitgehalt und erhöhte Mg/Al- und Ti/Al-Verhältnisse sowohl räumlich als auch zeitlich den Einfluß des Norwegenstroms widerspiegeln. Erhöhte K/Al- bzw. Si/Al-Verhältnisse zeigen einen verstärkten terrigenen Sedimenteintrag an. Darüber hinaus konnte aufgrund von Cd/Ca-Verhältnissen in Foraminiferen sowie geochemischer und mineralogischer Parameter gezeigt werden, daß während der Termination II die Tiefenwasserneubildung in der Norwegischen See erst 5.000 bis 10.000 Jahre nach dem Wiedererstarren des Norwegenstrom einsetzte (PAETSCH, 1991).

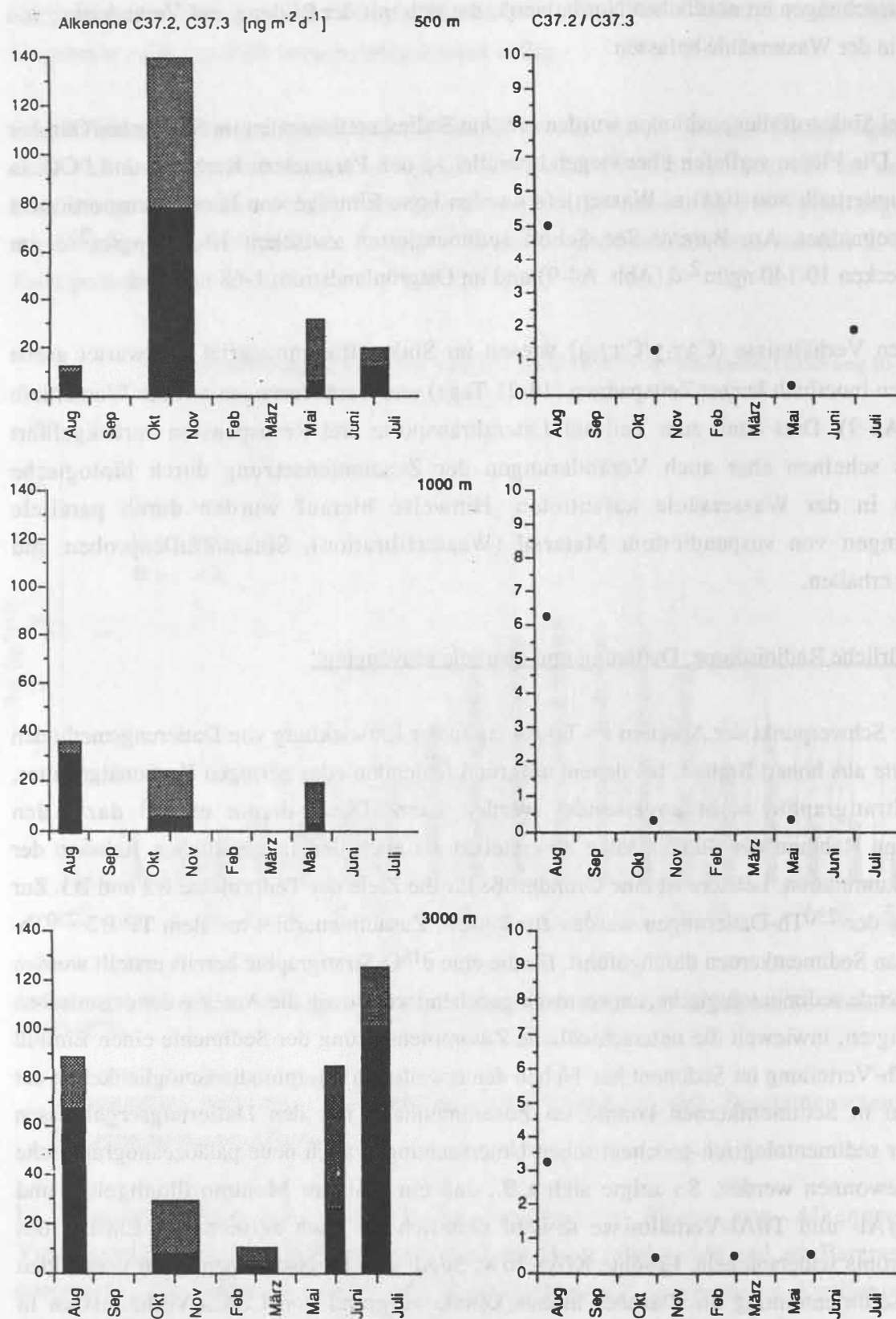


Abb. A4-9: Jahresgang der Alkenon-Sedimentation im Norwegenbecken (links) und dazugehörige $C_{37.2}/C_{37.3}$ Verhältnisse.

Untersuchungen der organischen Substanz aus einem Sedimentkern in der Norwegisch-Grönländischen See lieferten Hinweise auf einen variablen Anteil von marinem Algenmaterial zu terrestrischem Kohlenstoff während der Sauerstoffisotopenstadien 5 und 6. Die Ursachen für die Variabilität der organischen Substanz sind vermutlich in paläozeanographischen Veränderungen im Ablagerungsraum begründet (BOTZ et al., 1991). Eine Beziehung zwischen der Zusammensetzung des organischen Materials und dem ^{230}Th -Fluß in die Sediment konnte nicht beobachtet werden.

Aus den sedimentologisch-geochemischen Untersuchungen der $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Verteilung in den Sedimenten sowie der $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie ergaben sich neue Hinweise für die Qualität von ^{230}Th -Datierungen von Sedimenten hoher Breiten (SCHOLTEN et al., 1990; PAETSCH et al., 1992; SCHOLTEN et al., eingereicht [a]). Wie die Ergebnisse zeigen, sind Sedimentationsraten mit verschiedenen ^{230}Th -Modellen bestimmbar. Eine erste Alterseinstufung ist aus der Verteilung von ^{230}Th gegen die Tiefe mit Hilfe einer Regression möglich. Darauf aufbauend können mit einer ^{230}Th -Stratigraphie Sedimentationsraten für verschiedene Abschnitte eines Sedimentkernes abgeleitet werden. Individuelle Raten für jede ^{230}Th untersuchte Probe sind aus einem „constant-flux-model“ berechenbar. Allerdings kann lateraler Sedimenttransport diese Ergebnisse verfälschen. Verknüpft man eine unabhängige Datierungsmethode (Biostratigraphie, $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie, ^{14}C , etc.) mit den ^{230}Th -Daten, so kann auch in Gebieten mit starkem lateralen Sedimenteintrag eine Sedimentdatierung mit sehr hoher Auflösung erfolgen.

Die Sedimentakkumulation in die Norwegisch-Grönländische See wird nicht nur durch den vertikalen Partikelfluß gesteuert, sondern auch - wie die Untersuchungen in den TP A2 und TP A3 zeigen - durch den lateralen Sedimenttransport. Inwieweit dieser auch für die letzten ca. 300.000 Jahre eine Bedeutung hatte, läßt sich mit Hilfe von $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Flüssen abschätzen. Geht man von einem konstanten Fluß von ^{230}Th (F_p) in die Sedimente aus, der aus der Produktion von ^{230}Th in der Wassersäule berechnet werden kann und stellt diesem den in den Sedimenten gemessenen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Fluß (F_a) gegenüber, so müßte das F_a/F_p -Verhältnis gleich eins sein, wenn die Sedimentakkumulation nicht durch lateralen Sedimenttransport beeinflusst würde. Bei $F_a/F_p > 1$ ist von einer Sedimentfokussierung auszugehen, bei $F_a/F_p < 1$ von einer Sedimenterosion. Wie die F_a/F_p -Verhältnisse in vier Sedimentkernen aus verschiedenen Bereichen der Norwegisch-Grönländischen See zeigen, ist während der letzten ca. 300.000 Jahre der laterale Sedimenteintrag von großer Bedeutung für die Sedimentakkumulation gewesen (Abb. A4-10). Dabei sind die F_a/F_p -Variationen unabhängig von klimatischen Zyklen und lassen sich auch nicht zwischen den einzelnen Kernen korrelieren.

Für den Kern 23059 aus der zentralen Norwegischen See ist nur in kurzen Zeiträumen (z.B. Sauerstoffisotopenstadien 2 und 6) ein signifikanter lateraler Sedimenttransport zu erkennen. Das durchschnittliche F_a/F_p -Verhältnis von 1,05 zeigt aber, daß sich Sedimentfokussierung und

Sedimenterosion über 300.000 Jahre gesehen ausgleichen. Für die Kerne 23065 und 17728, die westlich des Vöring-Plateaus bzw. südlich der Framstraße gewonnen wurden, sind die F_a/F_p -Verhältnisse im Durchschnitt kleiner als eins (23065 : 0,85; 17728 : 0,64). Aus den Gebieten dieser Kernstationen ist die Existenz von Bodenströmungen bekannt. Sie könnten auch in der geologischen Vergangenheit aktiv gewesen sein und die Ursache dafür sein, daß der vertikale Partikelfluß in den Sedimenten nicht vollständig abgelagert wurde. Für den Kern 23259, der in der Nähe des Hochakkumulationsgebietes am Barents See Schelf gewonnen wurde, zeigte das durchschnittliche F_a/F_p -Verhältnis von 1,80 eine starke Sedimentfokussierung. Untersuchungen an Sedimentfallen und der Nachweis von bodennahen Nepheloid-Schichten durch die Teilprojekte A1, A2 und A3 machten bereits die generelle Bedeutung der Sedimentadvektion für die rezente Sedimentakkumulation in diesem Gebiet deutlich. Eine sehr ausgeprägte laterale Sedimentzufuhr (hohe F_a/F_p -Verhältnisse) ist am Ende des letzten Glazials festzustellen. Sie ist wahrscheinlich auf einen Schmelzwassereintrag in die Norwegische See zurückzuführen, der nach den Ergebnissen des TP B2 zu dieser Zeit auftritt (SCHOLTEN et al., eingereicht [b]).

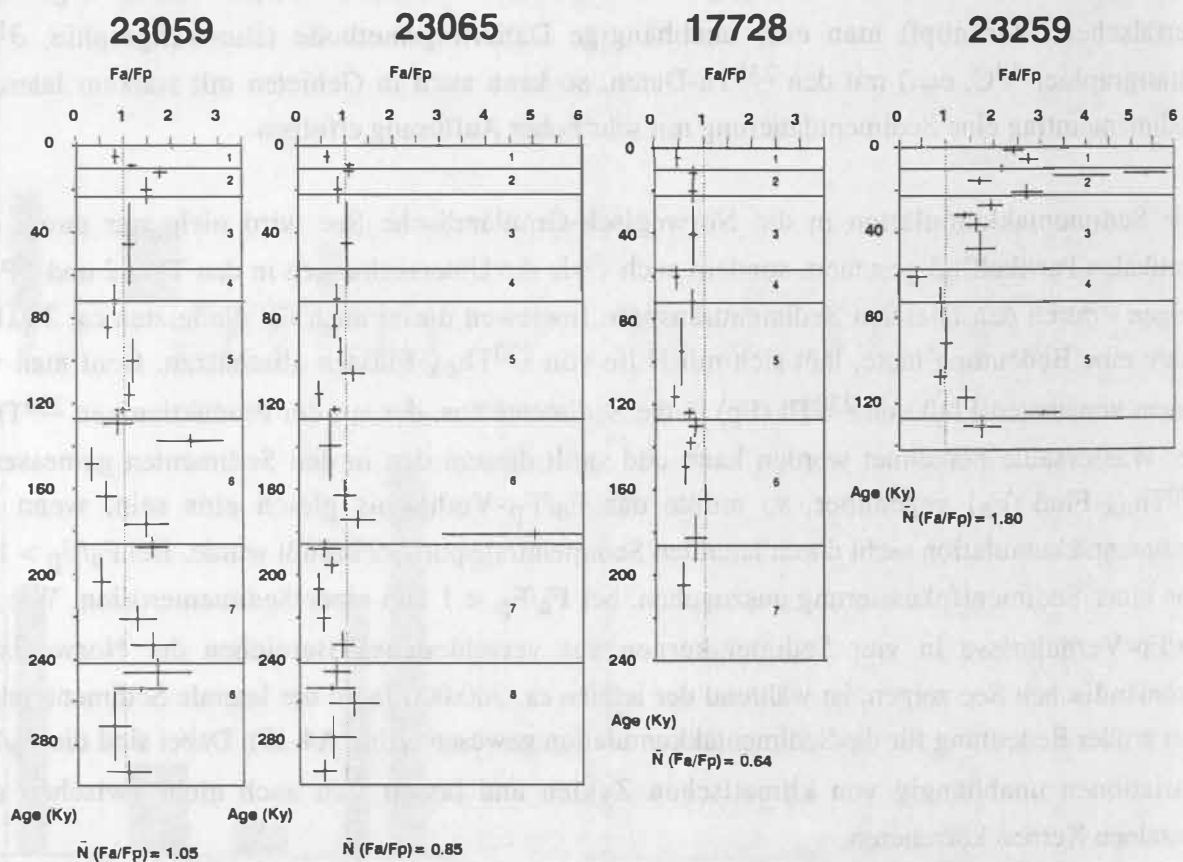


Abb. A4-10: Verhältnis von im Sediment gemessenem $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Fluß (F_a) zu dem ^{230}Th -Fluß (F_p) aus der ^{230}Th -Produktion der Wassersäule. Bei $F_a/F_p > 1$ ist von einer Sediment-fokussierung auszugehen, bei $F_a/F_p < 1$ ist die Sediment-akkumulation durch Erosion bzw. Sortierung beeinflusst.

Gegenwärtig werden Möglichkeiten geprüft, aufgrund des Anteils an zugeführtem $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ das Herkunftsgebiet des advektierten Sediments zu identifizieren. Eine Schlußfolgerung aus der Betrachtung der F_a/F_p -Verhältnisse ist, daß die Sedimentakkumulation in der Norwegisch-Grönländischen See während der letzten ca. 300.000 Jahre sehr entscheidend von lateralem Sedimenttransport beeinflusst wurde. Hieraus ergeben sich Konsequenzen für die Möglichkeit und Grenzen der Rekonstruktion des Paläoklimas und der Paläozeanographie aus Sedimentablagerungen. In zukünftigen Untersuchungen sollte daher überprüft werden, inwieweit die Sedimentakkumulation und Sedimentzusammensetzung auch den vertikalen Partikelfluß widerspiegeln, oder aber durch den lateralen Sedimenttransport überprägt wurden.

Eine grundsätzliche Möglichkeit, trotz wechselnden Sedimentationsbedingungen und Variationen im vertikalen Partikelfluß und damit Prozesse in der Wassersäule in der geologischen Vergangenheit zu verdeutlichen, ergeben sich aus den $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Verhältnissen. Im Gegensatz zu ^{230}Th ist ^{10}Be weniger partikelreaktiv. Daher sollte der Fluß von ^{10}Be in die Sedimente überwiegend vom vertikalen Partikelfluß abhängen, d.h. je größer der Partikelfluß, desto mehr ^{10}Be wird aus der Wassersäule in die Sedimente transportiert und desto größer ist das $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Verhältnis. Durch die Normierung auf ^{230}Th wird dem Einfluß der wechselnden Sedimentationsbedingungen und des lateralen Sedimenttransportes Rechnung getragen. Wie die Untersuchungen im Kern 23059 zeigen, sind die Variationen der $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Verhältnisse nicht mit den Glazial-Interglazialzyklen korrelierbar. Hohe Verhältnisse sind zum Teil zu den Zeiten in der geologischen Vergangenheit anzutreffen, in denen nach Arbeiten des Teilprojektes B2 die heutige anti-ästuarine Meereszirkulation in der Norwegischen See in eine ästuarine Zirkulation umschlug. Der hierdurch induzierte Auftrieb in der Norwegischen See könnte für den hohen Partikelfluß und die dadurch hohen $^{10}\text{Be}/^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Verhältnisse verantwortlich sein.

Da natürliche Radionuklide als Tracer sehr gut geeignet sind, Prozesse in der Wassersäule, wie Partikelmodifikation, Partikelsedimentation und Partikelverweilzeiten zu untersuchen, wurde in der letzten Antragsphase in Zusammenarbeit mit dem TP A1 und dem Alfred-Wegener-Institut die Verteilung ausgewählter natürlicher Radioisotope in der Wassersäule untersucht. Wegen der geringen Konzentration einiger Radionuklide wurden zu ihrem Nachweis in-situ Filterpumpen eingesetzt. Diese können in Meerestiefen von bis zu 5000 m ca. 1500 Liter Meerwasser über Filter leiten, auf denen sich die Partikel sammeln. Das Filtrat wird dann über zwei mit Manganoxid beschichtete Säulen geleitet, die die gelösten Radionuklide adsorbieren. Die Verteilung von ^{230}Th in der Wassersäule der Grönländischen See weist gegenüber anderen Ozeanen eine Besonderheit auf: Normalerweise nimmt der ^{230}Th -Gehalt mit zunehmender Tiefe zu; in der Grönländischen See hingegen ist er über die gesamte Wassersäule mit ca. $0,6 \text{ dpm/m}^3$ konstant. Die leichte Zunahme auf $0,72 \text{ dpm/m}^3$ in der untersten Probe (2500 m Tiefe) geht einher mit der Erhöhung der

Partikelkonzentration und ist daher wahrscheinlich auf eine bodennahe Nepheloid-Schicht mit erhöhtem Scavenging zurückzuführen.

Drei Erklärungsansätze sind für die homogene ^{230}Th -Verteilung in der Grönländischen See denkbar: (1) Keine Partikelsedimentation in den letzten ca. 20 Jahren; (2) Advektion von ^{230}Th -reichen Wasser-massen aus der Arktis; (3) Schnelle Durchmischungs-raten des Wasserkörpers. Wie die Sedimentfallenuntersuchungen des TP A1 zeigen, findet in der Grönländischen See eine ausgeprägte Partikelsedimentation statt, so daß die erste Möglichkeit verworfen werden kann. Inwieweit die Advektion von Wassermassen aus der Arktis eine Rolle spielt, wurde während der ARCTIC 91 Expedition untersucht. Die Verteilung von ^{231}Pa und ^{230}Th auf einem Profil zwischen Nansen-, Amundsen- und Makarov Becken zeigt eine deutliche Beziehung zwischen Verweilzeiten von Wassermassen und der Radionuklidverteilung. Während es im Makarov Becken infolge hoher Verweilzeiten der Wassermassen zu einer relativen Anreicherung von ^{230}Th in der Wassersäule kommt, fehlt diese im Nansen und Amundsen Becken. In diesen Gebieten sprechen die geringen ^{230}Th -Gradienten vielmehr für einen raschen Abtransport (scavenging) in die Sedimente aufgrund hoher Mischungs-raten der Wassermassen.

Die Untersuchungen in der Arktis legen nahe, daß die ^{230}Th -Verteilung in der Grönländischen See auf eine schnelle Durchmischung in der Wassersäule zurückzuführen ist. Mit einer vollständigen Durchmischung des Wasserkörpers ist alle ca. 20 Jahre zu rechnen und damit in einem Zeitraum, der der durchschnittlichen Verweilzeit von ^{230}Th in der Grönländischen See entspricht. Aus ^{234}Th -Profilen in der Grönländischen See wurde mit Hilfe eines irreversiblen Scavenging Modelles versucht, die Exportproduktivität aus der euphotischen Zone zu bestimmen. Diese läßt sich aus dem ^{234}Th -Defizit gegenüber ^{238}U in den obersten ca. 80 m der Wassersäule und dem Verhältnis von $\text{C}_{\text{Org}}/^{234}\text{Th}$ in den Partikeln berechnen. Dabei ergab sich eine Exportproduktivität von $490 \text{ mg C/m}^2\text{-d}$, die um einen Faktor 10 höher liegt, als die Ergebnisse aus den Fallenuntersuchungen. Diese erheblichen Unterschiede sind z.T. auf die verschiedenen Zeitskalen der Untersuchungen zurückzuführen. Während die Fallenstudien nur einen Zeitraum von 10 Tagen abdeckten, integrierte das ^{234}Th -Modell über einen Zeitraum von ca. 100 Tagen. Zur Zeit laufende Auswertungen der ^{210}Po und ^{210}Pb Profile in der Wassersäule, in den Sinkstoffallen und in den Sedimenten sollen weitere Auskünfte über den vertikalen Partikeltransport geben.

3. Veröffentlichungen des TP A4 1991-1993

Zeitschriften:

- BOTZ, R., ERLLENKEUSER, H., KOCH, J. & WEHNER H. (1991): Analysis of sedimentary organic matter of a glacial/interglacial change (oxygen isotope stage 6/5) in the Norwegian-Greenland Sea. - Mar. Geol., 98: 113-119.
- EMEIS, K.-C., ANDERSON, D., DOOSE, H., SCHULZ-BULL, D. & KROON, D.: A temperature record of Arabian Sea surface waters since 500 ka: A strong winter monsoon? - Paleoceanography, in Vorbereitung.
- EMEIS, K.-C., DOOSE, H., SCHULZ-BULL, D. & FARRIMOND, P.: Alkenone sea-surface temperatures and carbon burial at ODP Site 846 (eastern equatorial Pacific): The last 1.3 million years. - Proceedings ODP, Scientific Results Leg 138, eingereicht.
- KÖSTER, M. (1992): Mikrobieller Abbau von organischem Material an Grenzzonen - erläutert an Beispielen von Sedimenten der Nordsee und des Europäischen Nordmeeres. - Ber. Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel, 35, 148 S.
- KÖSTER, M., CHARFREITAG, O. & MEYER-REIL, L.-A. (1991 b): Availability of nutrients to a deep-sea benthic microbial community: results from a ship-board experiment. - Kieler Meeresforsch., Sonderh. 8, 127-133.
- MAABEN, J., SCHULZ-BULL, D., & DUINKER, J. C.: Variations in the distribution of hydrocarbons at the western Barents Sea continental shelf: A comparison of sediment trap material and surface sediments. Cont. Shelf Res.
- MEYER-REIL, L.-A. & CHARFREITAG, O. (1991): Observations on the microbial incorporation of thymidine and leucine in marine sediments. - Kieler Meeresforsch., Sonderh. 8, 117-120.
- MEYER-REIL, L.-A. & KÖSTER, M. (1991): Fine-scale distribution of hydrolytic activity associated with foraminiferans and bacteria in deep-sea sediments of the Norwegian-Greenland Sea. - Kieler Meeresforsch., Sonderh. 8, 121-126.
- MEYER-REIL, L.-A. & KÖSTER, M. (1992): Microbial life in pelagic sediments: the impact of environmental parameters on enzymatic degradation of organic material. - Mar. Ecol. Prog. Ser., 81, 65-72.
- PAETSCH, H. (1991): Sedimentation im Europäischen Nordmeer: Radioisotopische, geochemische und tonmineralogische Untersuchungen an spätquartären Ablagerungen. - Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Nr. 29, 83 S.
- PAETSCH, H., BOTZ, R., SCHOLTEN, J. C. & STOFFERS, P. (1992): Accumulation rates of surface sediments in the Norwegian-Greenland Sea. - Mar. Geol., 104, 19-30
- SCHOLTEN, J. C., BOTZ, R., MANGINI, A., PAETSCH, H., STOFFERS, P. & VOGELSANG, E. (1990): High resolution ^{230}Th stratigraphy of sediments from high latitude areas (Norwegian Sea, Fram Strait). - Earth Planet. Sci. Lett., 101, 52-62.

- SCHOLTEN, J. C., BOTZ, R., PAETSCH, H., STOFFERS, P. & WEINELT, M. (1993a): State-of-the-art radioactive dating of high latitude (Norwegian-Greenland Sea) sediments: ^{230}Th vs. ^{18}O . - *Paleoceanography*, eingereicht.
- SCHOLTEN, J. C., BOTZ, R., PAETSCH, H. & STOFFERS, P. (1993b): $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ flux into the Norwegian-Greenland Sea sediments: Evidence for lateral sediment transport during the past 300.000 years. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, eingereicht.

Berichte:

- SUESS, E. & ALTENBACH, A. [Hrsg.] (1992): *METEOR Reise 17, Europäisches Nordmeer*, 15. Juli - 29. August 1992. - 164 pp, Meteor-Berichte Nr. 92-3, Leitstelle Meteor, Institut für Meereskunde der Universität Hamburg.
- SCHOLTEN, J. C. & MICHEL, A. (1992): Distributions of natural radionuclides. - in: FÜTTERER, D. (Hrsg.): The expedition ARK-VIII/3 of „Polarstern“ in 1991. - Reports on Polar Research, 107: 36-38.

Beiträge in Büchern:

- KÖSTER, M. (1993). Mikrobielle Aktivitäten an Grenzflächen. - in: L.-A. MEYER-REIL & M. KÖSTER (Hrsg.): Mikrobiologie des Meeresbodens, Jena (Gustav Fischer Verlag) im Druck.
- KÖSTER, M., JENSEN, P., & MEYER-REIL, L.-A. (1991): Hydrolytic activities associated with biogenic structures in deep-sea sediments. - in R. J. CHROST (Hrsg.): Microbial Enzymes in Aquatic Environments, 298-310, New York (Springer Verlag).
- MEYER-REIL, L.-A. (1991): Ecological aspects of enzymatic activity in marine sediments. - in: R. J. CHROST (Hrsg.): Microbial Enzymes in Aquatic Environments, 84-95, New York (Springer Verlag).
- MEYER-REIL, L.-A. (1993): Mikrobielle Besiedlung und Produktion. - in: L.-A. MEYER-REIL & M. KÖSTER (Hrsg.): Mikrobiologie des Meeresbodens, Jena (Gustav Fischer Verlag), im Druck.
- 3.1. BREYMAN, M. T., EMEIS, K.-C. & SUESS, E. (1992): Water depth and diagenetic constraints on the use of barium as a paleo-productivity indicator. - in: SUMMERHAYES, C.P., PRELL, W.L. and EMEIS, K. C. (Hrsg.): Upwelling Systems: Evolution Since the Early Miocene. - Geological Society Special Publication 74, 273-284.

Dissertationen:

- BUSSMANN, I. (in Vorbereitung): Untersuchungen zur Verbreitung und Aktivität von methanoxidierenden Bakterien an Gas-Austrittsstellen. - Dissertation, Universität Kiel
- DOOSE, H. (in Vorbereitung): Zur Methodik der organisch geochemischen Rekonstruktion von Oberflächentemperaturen am Beispiel des ODP Site 846 im östlichen äquatorialen Pazifik. - Diplomarbeit, Universität Kiel.

LAMMERS, S. (in Vorbereitung) Methane injection into the water column from SEEPS and its role in the oceanic methane budget. - Dissertation, Universität Kiel.

MAASSEN, J. (in Vorbereitung): Beschreibung von Transportprozessen am Barentssee-Hang an Hand von Biomarkern im partikulären Material. - Dissertation, Universität Kiel.

THOMSEN, C. (in Vorbereitung): Verfolgung pelagischer Prozesse mit Hilfe von biochemischen Komponenten am Beispiel der Alkenone (C_{37:2}, C_{37:3}). - Dissertation, Universität Kiel.

Abstracts:

BUSSMANN, I. (1992): Measurements of methane oxidation rate on the Barents Sea shelf. - 2nd Conference on Gases in Marine Sediments, Hirtshals (Denmark), 25.-28. August 1992.

LAMMERS, S. & HOVLAND, M. (1992): Methane injections into the water column at a pockmark field east of Bear-Island (Barents Sea). - 2nd Conference on Gases in Marine Sediments, Hirtshals (Denmark), 25.-28. August 1992.

SCHOLTEN, J. C., BOTZ, R., EISENHAUER, T., PAETSCH, H., STOFFERS, P., BONANIM G., SUTER, M., & WÖFLI, W. (1992): ²³⁰Th_{ex} flux and ¹⁰Be/²³⁰Th_{ex} ratios in sediments from the Norwegian Sea. - Fourth International Congress on Paleoceanography, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel, Geomar Report 15, Abstr. 255.

SCHOLTEN, J. C., RUTGERS, V. D., LOEFF, M. M. & MICHEL A. (1993): Differences in the ventilation of the deep Arctic basins derived from water-column distributions of ²³⁰Th and ²³¹Pa. - Nansen Centennial Symposium, Bergen, Norway.

Tätigkeitsbericht TP B1 1991-92-93**Thema des Teilprojekts:****GEOPHYSIKALISCHE SIGNALE IN SEDIMENTEN****Teilprojektleiter: J. Mienert, R.v. Huene,****Mitarbeiter: M. Bobsien, J. Chi, F.-J. Hollender****DIE VERÄNDERLICHKEIT DES PHYSIKALISCHEN
MEERESBODENAUFBAUS ALS INDIKATOR FÜR OZEANOGRAPHISCH
GESTEUERTE SEDIMENTATIONSPROZESSE****Zusammenfassung**

Das Teilprojekt B1 "Geophysikalische Signale in Sedimenten" behandelt den geophysikalischen Aufbau von Meeresböden mit dem Ziel, die quartäre Entwicklungsgeschichte der Transportbahnen von Bodenwassermassen und Sedimenten im nördlichen Nordatlantik abzuleiten. Die Ergebnisse basieren auf geophysikalischen Untersuchungen der Sedimente in Schlüsselregionen ozeanischer Zirkulation am Kontinentalrand Ostgrönlands und Nord-Norwegens. Im pelagischen Sedimentationsraum zeichnen Zeitreihenanalysen sedimentphysikalischer Daten die Perioden der orbitalen Insolationszyklen mit 19, 23, 41 und 100 kyr nach, wobei besonders das 100 kyr Maximum die Zyklizität im physikalischen Meeresbodenaufbau zu steuern scheint.

Den Barents-See--Kontinentalhang markieren parallele, mehrere Kilometer lange Sedimentfurchen, die in ca. 10 - 40 m Abstand laufen, 1- 4 m tief sind und sich in 2500 m Wassertiefe über ein Gebiet von 300 km² erstrecken. Ihre Orientierung (340°) zeigt eine NNW-gerichtete Konturströmung an. Derartige Meeresbodenformationen konnten vor Ostgrönland nicht nachgewiesen werden. Vor Ostgrönland stehen Sedimentwellen an, die einerseits in deutlicher Beziehung zu Turbidit-Transportbahnen, andererseits aber in relativ ebenen Regionen des südlichen Beckens mit einer Wellenlänge von 2-3 km auftreten. Demnach haben die Sedimentwellenfelder möglicherweise drei Entstehungsursachen: (1) Turbiditströme sowie (2) kaskadenartige und (3) thermohaline Bodenwasserströmungen.

Am grönländischen Kontinentalhang erstreckt sich im Süden ein mäandrierendes, bis zu 1000 km langes Kanalsystem vom Kontinentalhang zum Becken. Im Norden sind dagegen keine den

Meeresboden prägenden Mäander zu erkennen. Bemerkenswert sind hier aber markante Wechsel von hoher akustischer Rückstreuung am oberen Kontinentalhang zu schwächerer Rückstreuung am mittleren Kontinentalhang, wo Sedimentwellenfelder angedeutet werden. Diese Felder münden in hangabwärtsgerichtete Streifen, die als ein Anzeiger für Kaltwasserkaskaden interpretiert werden, die von der Schelfkante über den Kontinentalhang abströmen und eine Sedimentsuspensionsfracht mit sich führen.

Das Boreas-Becken kennzeichnen homogene akustische Rückstreuungen, die auf einen insgesamt ruhigen Sedimentationsraum hinweisen. Unterstützt wird diese Annahme durch das offensichtliche Fehlen jeglicher Meeresbodenstrukturen von Rutschmassen oder Turbiditkanälen, die gravitative Hangabtransporte aufzeigen. Am Kontinentalhangfuß geben kreisförmige (<1 km Durchmesser) Flecken mit hoher Rückstreuung und z.T. positivem Relief möglicherweise Hinweise auf Gasaustrittszonen mit Diapirstrukturen und Hartgründen. Ein herausragendes akustisches Merkmal der Meeresbodenaufzeichnungen sind Interferenzstreifen, ein akustisches Phänomen, das im gesamten Boreas-Becken auftritt. Diese Signal-Artefakte werden zum einen durch feine Weichsedimente verursacht, in die das Sonar-Signal tiefgründig eindringt. Zum anderen bewirken Sedimentlagen mit unterschiedlichen geoakustischen Eigenschaften Mehrfachreflektionen. Dieser auffällige Meeresbodenaufbau kann hier durch die permanente Meer-Eisbedeckung und ein vorrangig vertikales und ruhiges Sedimentationsmilieu erklärt werden, in dem hangabwärtsgerichtete Sedimenttransporte vom Kontinentalhang nicht auftreten.

1. Einleitung

Die Bodenwassermassenzirkulation der Tiefsee hinterläßt auf vielfältige Weise ihre Spuren in der Sedimentverteilung und der Meeresbodenmorphologie. Mit Hilfe geophysikalischer Meßmethoden lassen sich viele dieser Spuren verfolgen, so daß zum einen rezente Muster an der Sedimentoberfläche und damit das Zusammenwirken von Sedimentation und Wassermassenzirkulation, zum anderen vergleichbare Muster in fossilen Sedimentabfolgen entschlüsselt werden können, die Aussagen über die Dynamik und Kopplung ozeanographischer und sedimentologischer Abläufe erlauben. Diese führen z.B. zur Ausbildung von Sedimenttrüppeln bis hin zu langgestreckten Sedimentwellen mit Wellenlängen von über hundert Metern und Amplituden von mehreren Metern (FLOOD & SHOR, 1988). Mit zunehmenden Strömungsgeschwindigkeiten kann die Erosion schließlich zur Bildung von furchenartigen Kanälen, sogenannten "Furrows", führen (FLOOD & HOLLISTER, 1980). Wie diese hochdynamischen und dynamisch ruhigeren Sedimentationsräume im Europäischen Nordmeer verteilt sind und wie sie den physikalischen Meeresbodenaufbau am Kontinentalrand Ostgrönlands und Norwegens (Abb. B1-1, B1-2 und B1-3) steuern, ist ein Untersuchungsziel im Teilprojekt B1 des SFB 313.

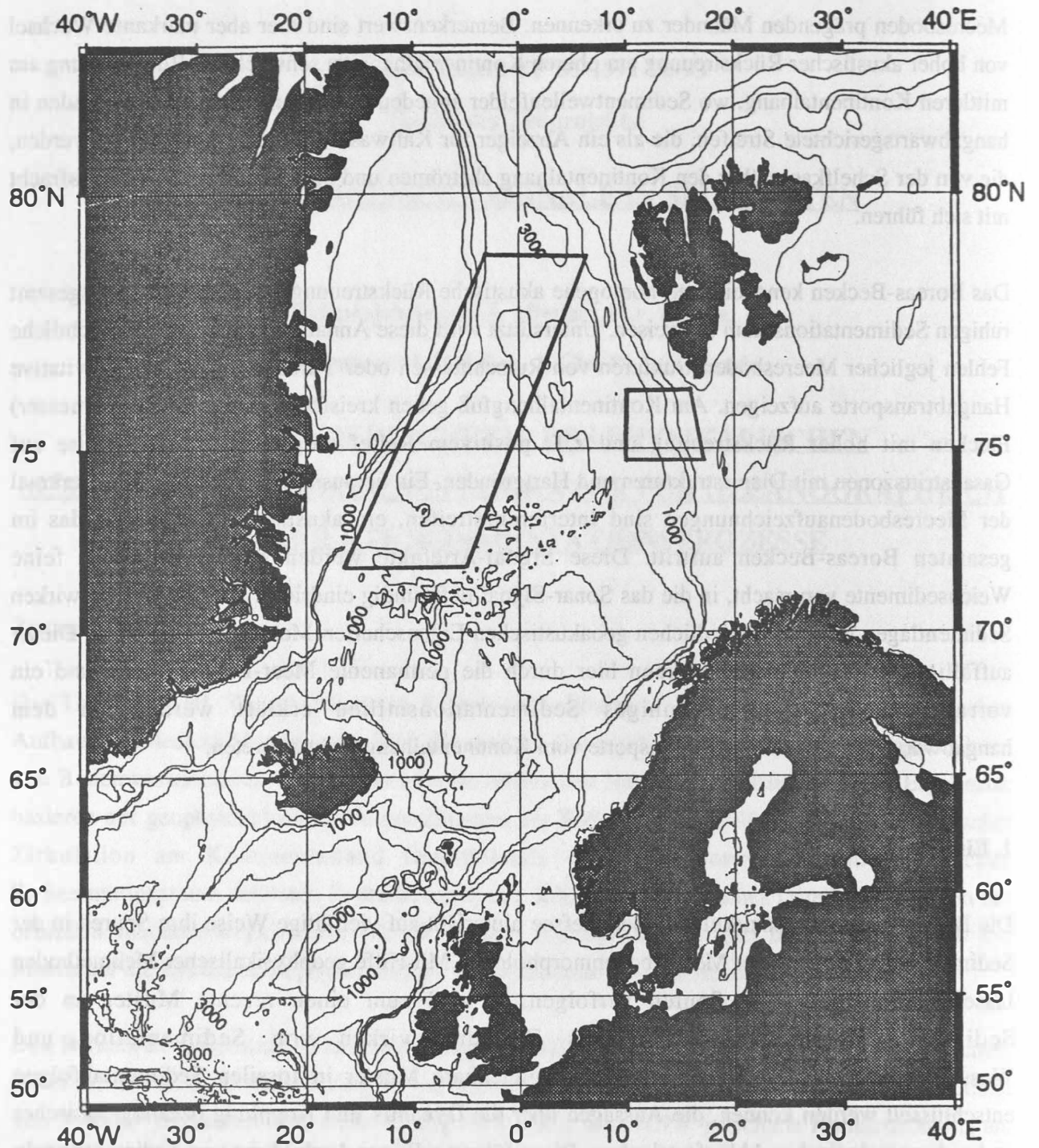


Abb. B1-1: Arbeitsgebiete am Kontinentalabhang vor Ostgrönland und Spitzbergen

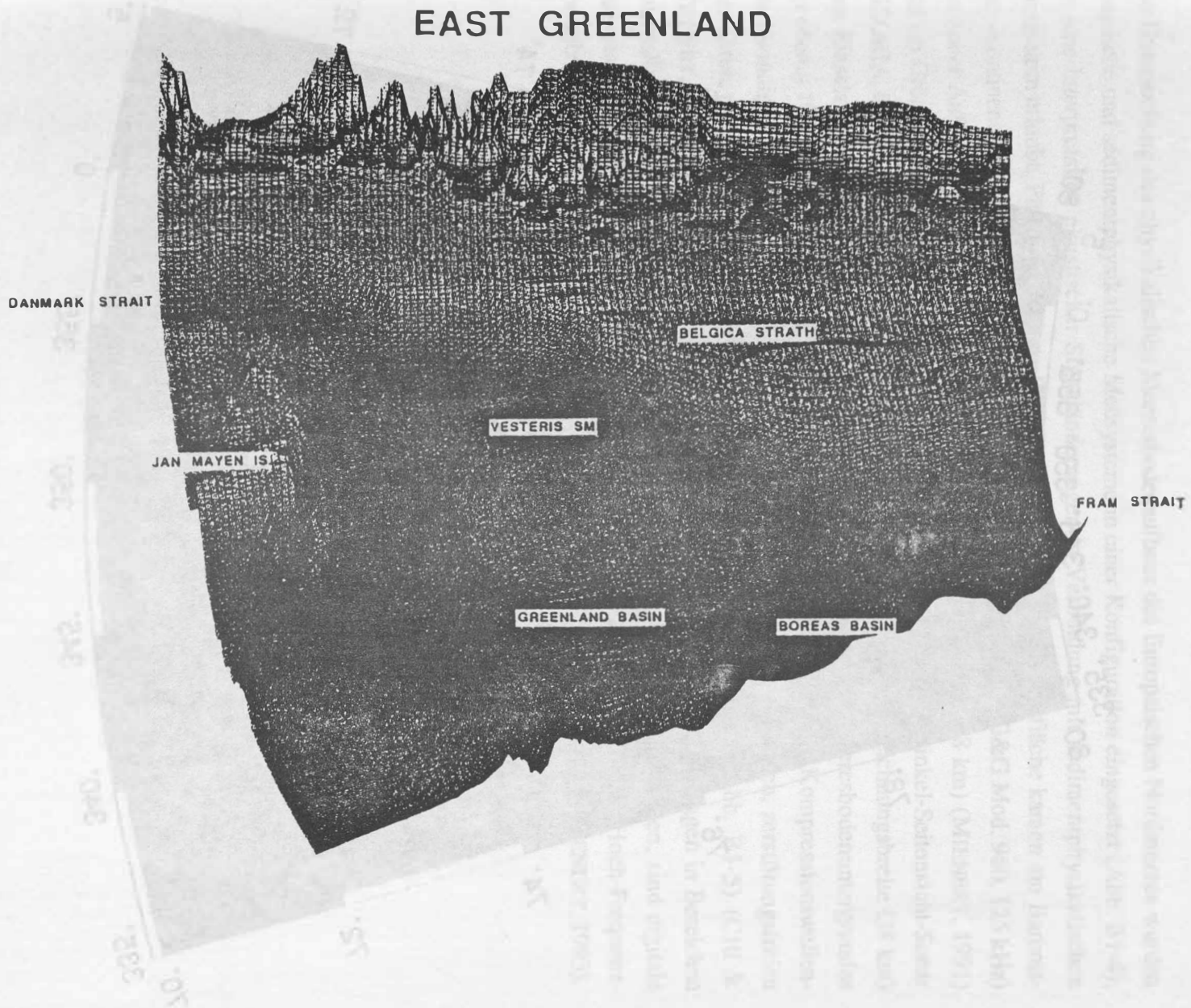


Abb. B1-2: Großräumige Beckenstrukturen vor Ostgrönland

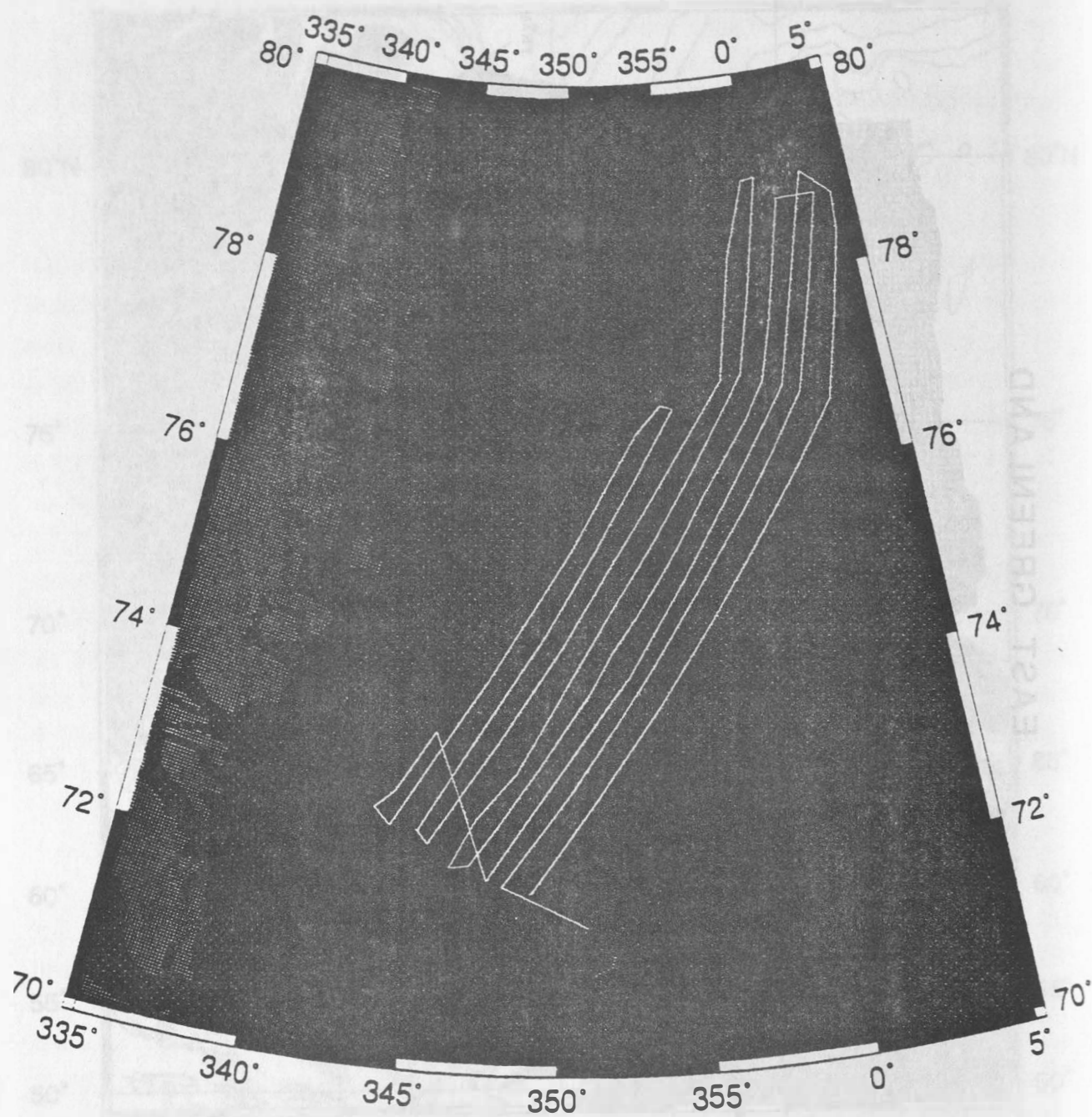
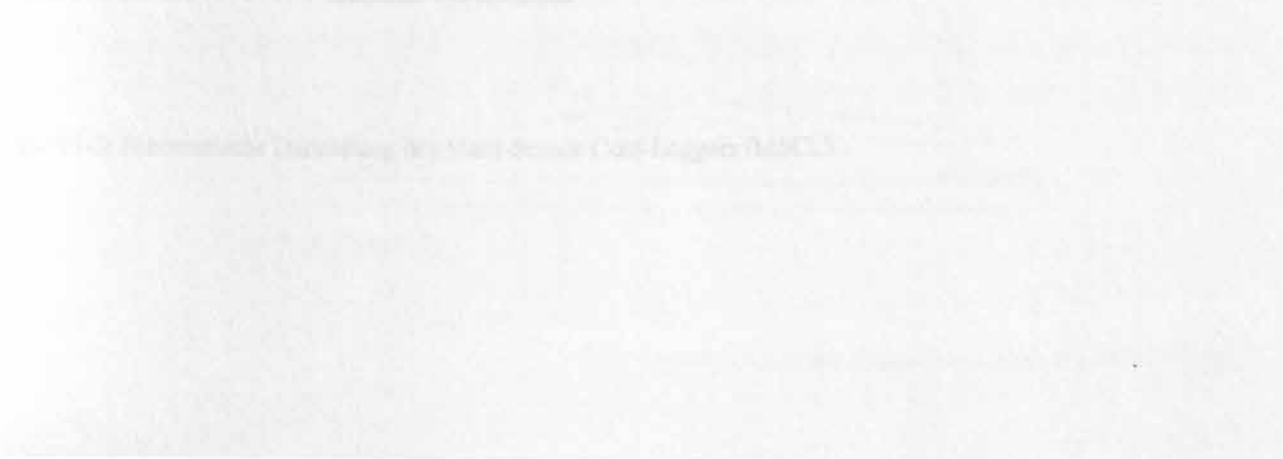


Abb. B1-3: Profillinien der WeitwinkelSeitensichtsonar-Aufzeichnungen entlang des Ostgrönländischen Kontinentalabhanges

Zur Untersuchung des physikalischen Meeresbodenaufbaus des Europäischen Nordmeeres wurden akustische und sedimentphysikalische Meßsysteme in einer Konfiguration eingesetzt (Abb. B1-4), die eine Interpretation akustischer Signaländerungen in Verbindung mit sedimentphysikalischen Parametern erlaubt. Für die detaillierte Erkundung der Meeresbodenoberfläche kamen am Barents-See-Kontinentalhang ein tiefgeschlepptes (1500 m) Seitensicht-Sonar (EG&G Mod. 960, 125 kHz) mit hoher Auflösung (dm-Bereich) und geringer Aufzeichnungsbreite (0,8 km) (MIENERT, 1991) und am Grönlandsee-Kontinentalhang ein flachgeschlepptes (50 m) Weitwinkel-Seitensicht-Sonar (GLORIA, 6,5 kHz) mit geringerer Auflösung (m-Bereich) und hoher Aufzeichnungsbreite (38 km) zum Einsatz (MIENERT & KENYON, 1992). Für die Untersuchung des Meeresbodenuntergrundes der oberen 10-15 m wurden Sedimentkerne entnommen und Änderungen der Kompressionswellengeschwindigkeit, Dichte und magnetischen Suszeptibilität im hochauflösenden, zerstörungsfreien Verfahren mit dem Multi-Sensor-Kern-Logger (cm-Bereich) gemessen (Abb. B1-5) (CHI & MIENERT, 1992, 1993). Für die geoakustische Aufnahme der tieferen Sedimentlagen in Bereichen unterhalb von 15 m, die mit Schwerelotkernentnahmen nur selten erreicht werden, sind digitale Parasound-Profilaufzeichnungen gewonnen (SUESS & ALTENBACH, 1992) und ein Hoch-Frequenz-Ozeanboden-Hydrophon (HF-OBH) entwickelt worden (Abb. B1-6) (BOBSIEN & MIENERT, 1993).



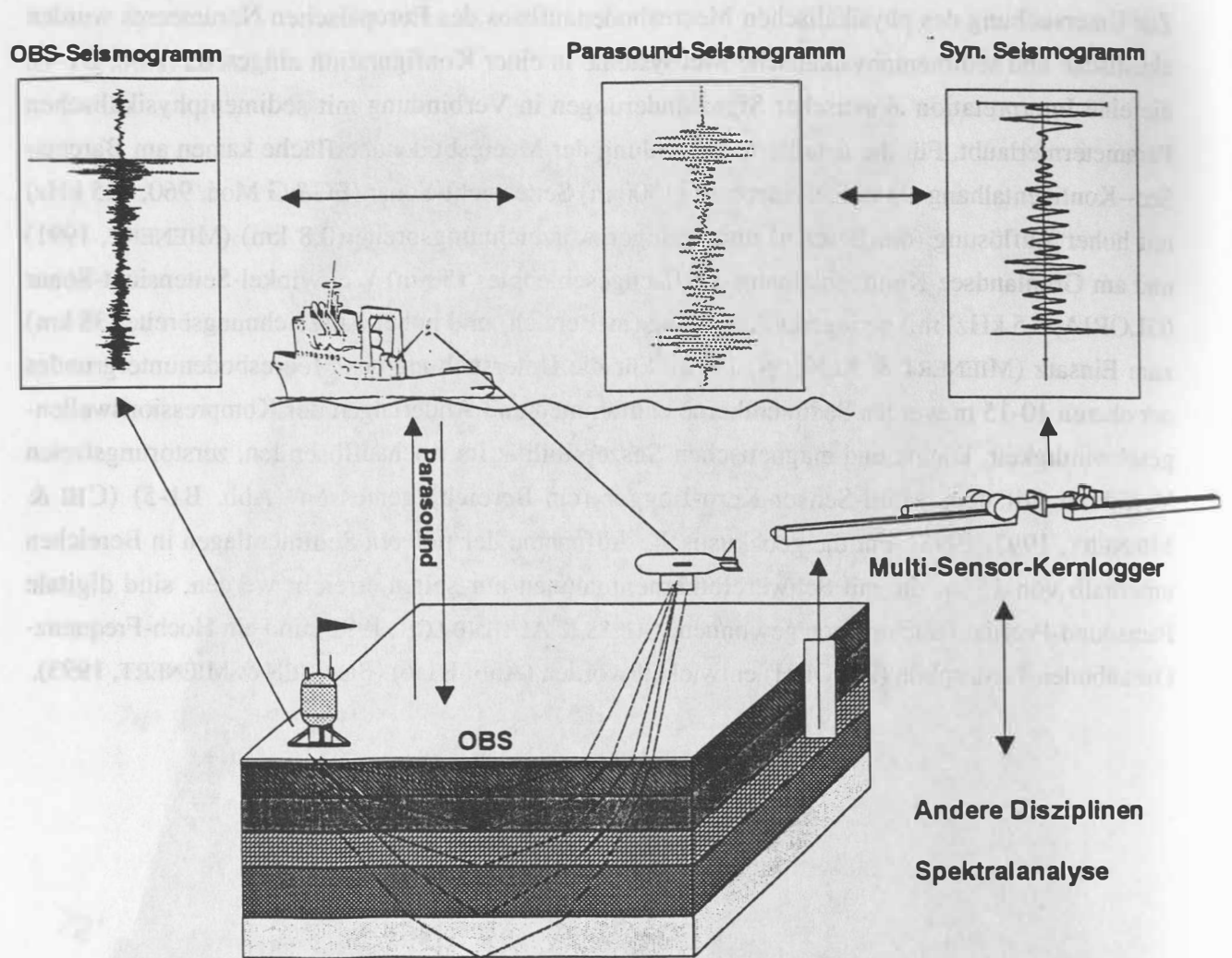


Abb. B1-4: Konfiguration der Geräteeinsätze zur Untersuchung von geophysikalischen Signalen in Sedimenten

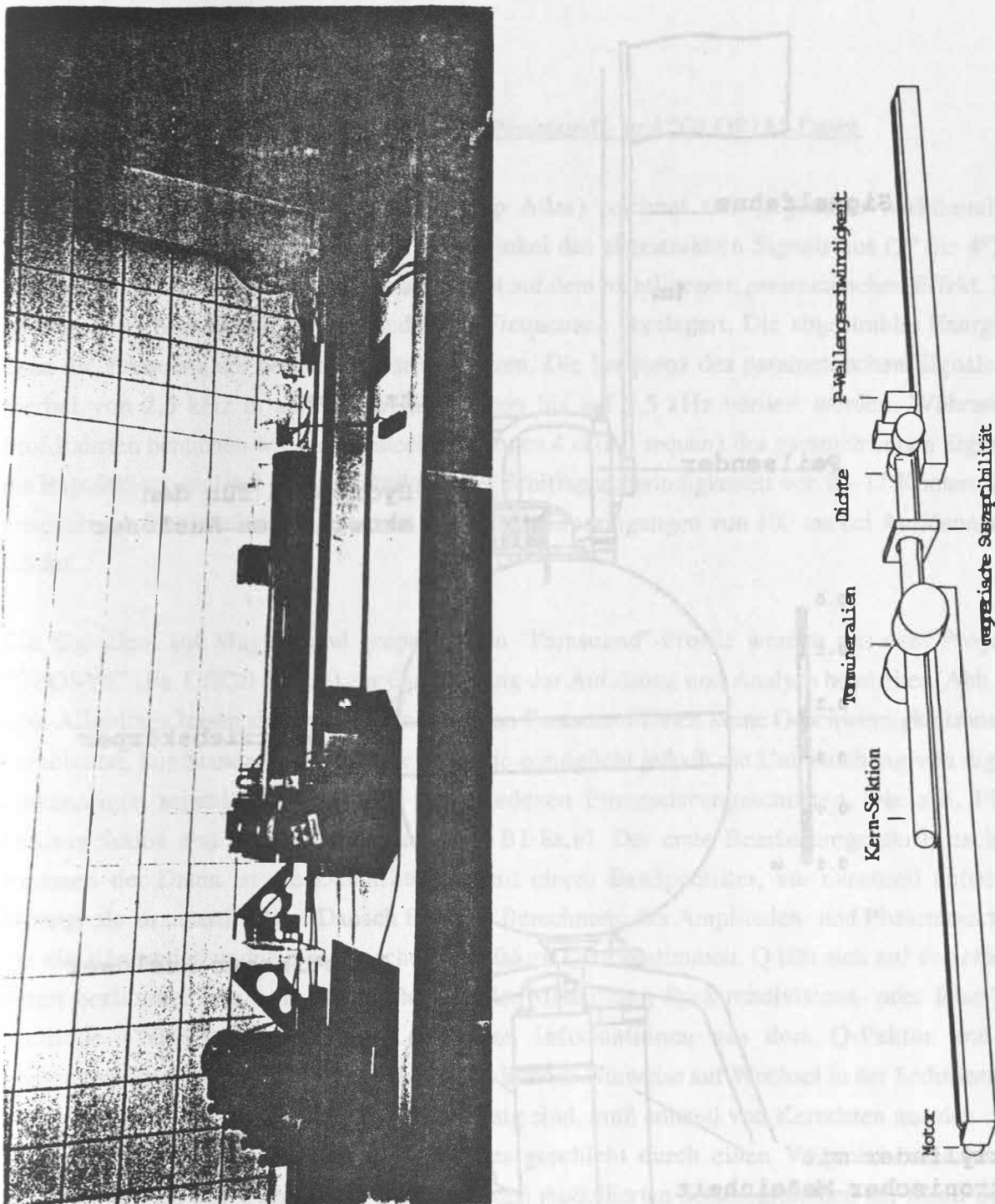


Abb. B1-5: Schematische Darstellung des Multi-Sensor-Core-Loggers (MSCL)

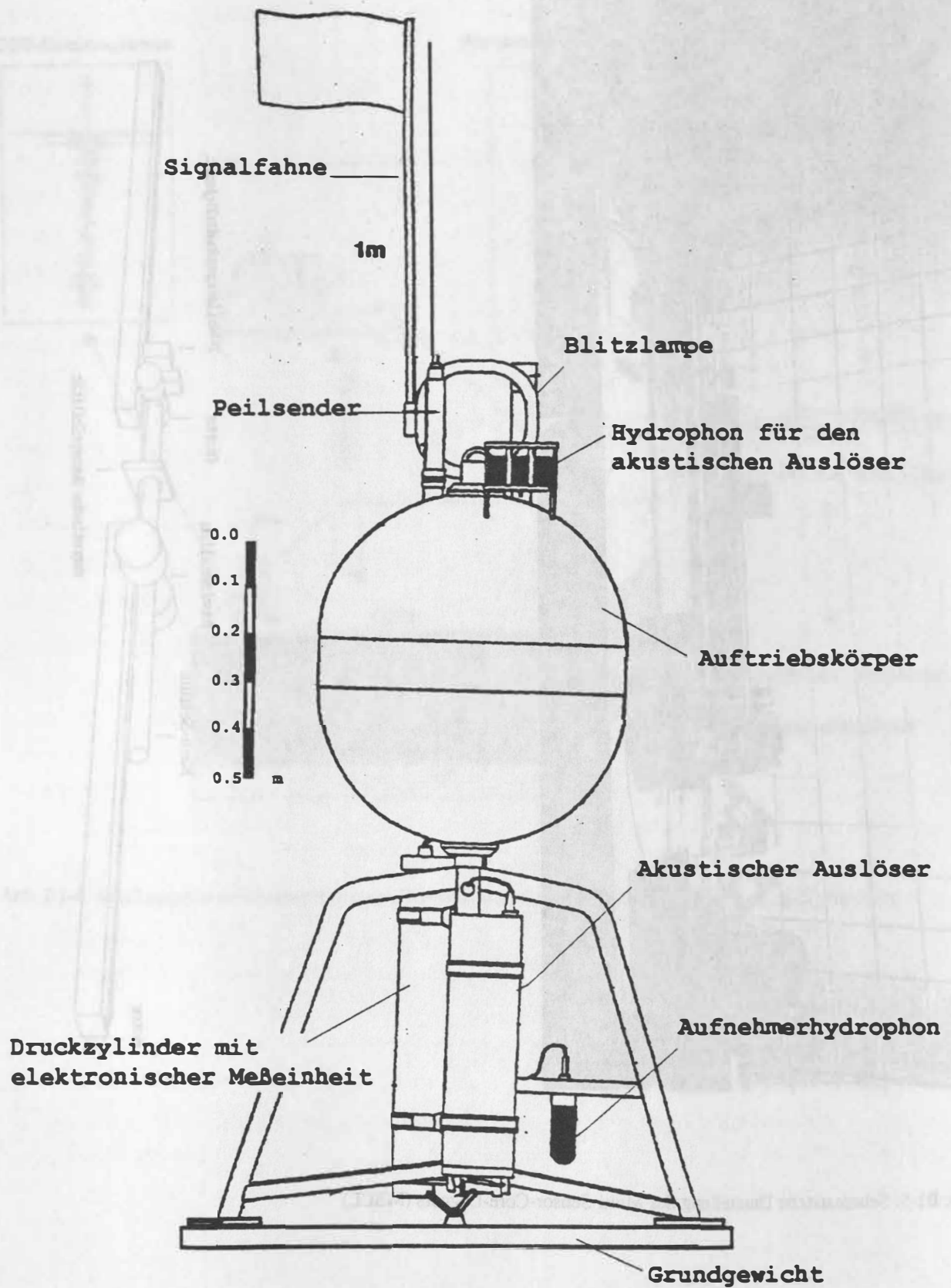


Abb. B1-6: Darstellung des Ozean-Boden-Hydrophons (OBH)

2. Methodik

2.1. Methoden zur Bearbeitung der digitalen "Parasound"- und "GLORIA"-Daten

Das Sedimentecholot Parasound (Fa. Krupp Atlas) zeichnet sich gegenüber herkömmlichen Systemen durch den sehr kleinen Öffnungswinkel des abgestrahlten Signals aus (2° bis 4°). Die Erzeugung des Sedimentecholot-Signals beruht auf dem nichtlinearen parametrischen Effekt. Dabei werden zwei Signale mit unterschiedlichen Frequenzen überlagert. Die abgestrahlte Energie hat dann die Frequenz der beiden Primärfrequenzen. Die Frequenz des parametrischen Signals kann hierbei von 2,5 kHz in acht 0,5 kHz-Schritten bis auf 5,5 kHz variiert werden. Während der Profilfahrten benutzten wir die Geräteeinstellungen 4 kHz (Frequenz des parametrischen Signals), 4 ms Impulslänge und 4,5 - 5,0 Verstärkung bei Schiffsgeschwindigkeiten von 8 - 11 Knoten. Damit erhielten wir Profilaufzeichnungen mit maximalen Eindringungen von 100 ms bei Auflösungen bis 0,5 ms.

Die digitalen, auf Magnetband gespeicherten "Parasound"-Profile werden mit dem Programm "GEOSYS" (Fa. GECO-Prakla) zur Optimierung der Auflösung und Analyse bearbeitet (Abb. B1-7 a,b). Allerdings lassen sich mit den einkanaligen Parasound-Daten keine Geschwindigkeitsanalysen vornehmen. Die Standardsoftware der Industrie ermöglicht jedoch die Untersuchung von digitalen einkanaligen seismischen Daten in verschiedenen Prozessierungsschritten, wie z.B. Filtern, Dekonvolution und Spektralanalysen (Abb. B1-8a,b). Der erste Bearbeitungsschritt nach dem Einlesen der Daten ist die Datenfilterung mit einem Bandpaßfilter, um eventuell auftretende Störsignale zu unterdrücken. Danach folgt die Berechnung des Amplituden- und Phasenspektrums, um die Absorption und den seismischen Gütefaktor Q zu bestimmen. Q läßt sich auf verschiedene Arten bestimmen wie z. B. durch die Wavelet-Modelling-, Spektrendivisions- oder Rise-Time-Methode (WIEDERHOLD, 1986). Mit den Informationen aus dem Q -Faktor und dem Phasenspektrum (Wechsel des Phasenwinkels) können Hinweise auf Wechsel in der Sedimentfazies erhalten werden. Ob diese Aussagen zuverlässig sind, muß anhand von Kerndaten aus den oberen 15 Metern Sediment überprüft werden. Dies geschieht durch einen Vergleich zwischen den Seismogrammen aus "Parasound"-Daten und den modellierten Seismogrammen der Multi-Sensor-Core-Logger (MSCL)-Daten (Abb. B1-9), die eine Verbindung zwischen dem physikalischen Meeresbodenaufbau an der jeweiligen Kernstationen und dem akustischen Umfeld des jeweiligen Sedimentationsraumes herstellen.

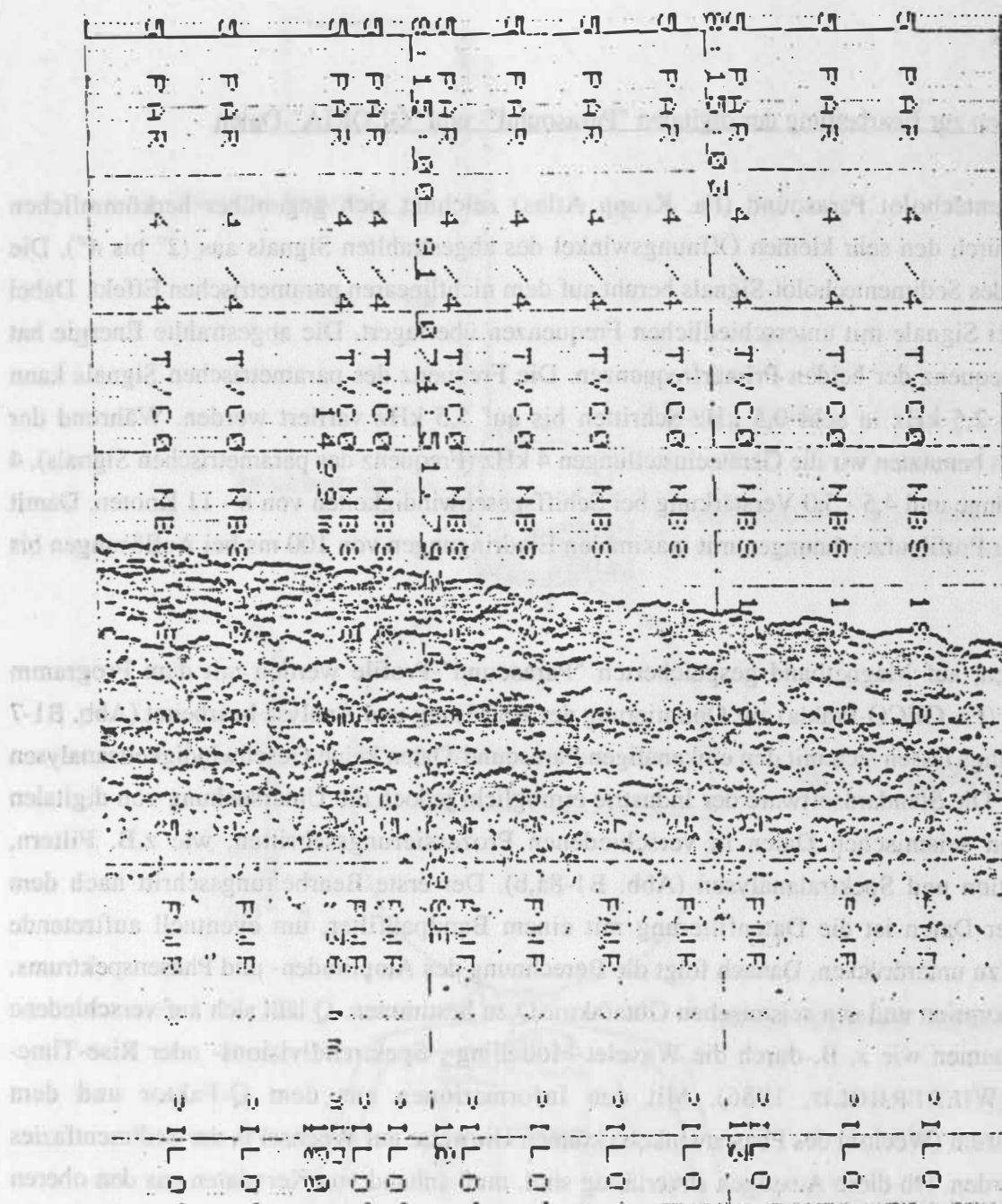
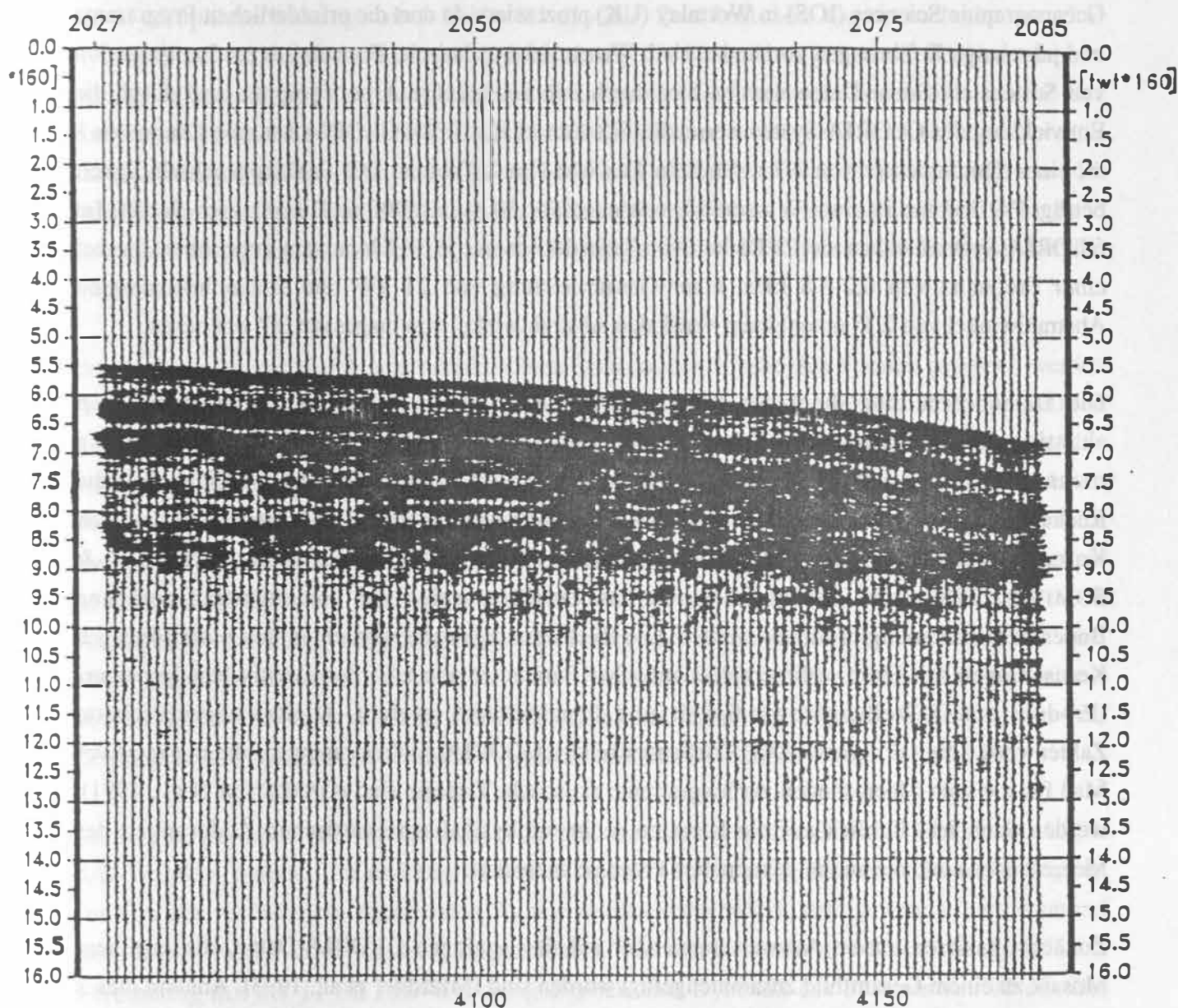


Abb. B1-7a: Beispiel einer unbearbeiteten analogen Parasound-Aufzeichnung vom Kontinentalabhäng Nord-Norwegens (s. Abb. B1-1)

Baereninsel




M17-2 1991	Processed by: F.-J. Hallender	Kernstation 23409-4	
	Spur 4055 - 4169 13.8.91 12:57 - 13:07		SFB 313
	Rohdaten 4000 Samples Band 5b		

Abb. B1-7b: Beispiel einer unbearbeiteten digitalen Parasound-Aufzeichnung an der Kernstation 23409-4. Selbst diese unbearbeitete Sektion zeigt eine deutliche Verbesserung der Datenqualität gegenüber dem Analogmitschrieb (Abb. B1-7a)

Die digitalen Daten des Weitwinkel-Seitensicht-Sonar "GLORIA" werden von uns im Institute of Oceanographic Sciences (IOS) in Wormley (UK) prozessiert, da dort die erforderlichen Programme und jahrelange Erfahrungen vorhanden sind. Wesentliche technische Fortschritte zur Interpretation von Seitensicht-Sonar-Daten wurden hier durch interdisziplinäre Arbeitsgruppen und durch die Entwicklung des GLORIA-Systems erreicht (SOMERS et al., 1978). GLORIA hat eine Länge von 8 m, einen Durchmesser von 0,7 m und ein Gewicht von 2 Tonnen. Die Schleppgeschwindigkeit beträgt 7-9 Knoten in einer Wassertiefe von ungefähr 50 m und 400 m Distanz zum Schiff. Im GLORIA-System stehen sich 2 Reihen von Transducern mit je 30 Elementen gegenüber, die bei einer Frequenz von 6,2-6,8 kHz, einer Gesamtleistung von 21 kW und einem horizontalen Abstrahlwinkel von 2.5° unter einem vertikalen Abstrahlwinkel von insgesamt 30° operieren.

Die Datenbearbeitung dient der Klassifizierung der Gebiete nach ihrer unterschiedlichen akustischen Rückstreuung. Damit kann die großräumige Dynamik und Kopplung ozeanographischer und sedimentologischer Abläufe erfaßt werden. Dies ist möglich, weil die Rückstreuung u.a. von der Morphologie und der Oberflächenrauigkeit und damit auch von den Korngrößenverteilungen des Meeresbodens abhängt (GARDENER et al., 1991; MITCHELL & SOMERS, 1989), die vor allem durch das Zusammenspiel von Sedimenttransport und Bodenwasserströmung bestimmt werden. Die Rückstreuungswerte werden an den punktförmigen Kernstationen mit Hilfe sedimentphysikalischer Parameter wie z.B. der akustischen Impedanz (Produkt aus P-Wellengeschwindigkeit und Feuchtdichte) geeicht. Digital abgespeicherte Zahlenwerte (digital number, DN) flächendeckender GLORIA-Aufzeichnungen, die ein relatives Maß für die vom Meeresboden zurückgestreute akustische Energie sind (GARDENER et al., 1991), werden dann im Hinblick auf die lateralen sedimentphysikalisch-akustischen Änderungen des Meeresbodens und die an ihn gekoppelten Prozesse analysiert.

Zunächst basieren unsere Auswertungen aber auf den analogen GLORIA-Daten, die in einem Mosaik zu einem Gesamtbild zusammengefügt worden sind (MIENERT et al., 1993). Anhand dieses Gesamtbildes werden die Regionen Ostgrönlands in akustische Provinzen unterteilt, deren Veränderlichkeit im Hinblick auf den physikalischen Meeresbodenaufbau und die ihn prägenden Sedimentationsprozesse interpretiert werden.

2.2. Methoden zur Bearbeitung von HF-OBH-Daten

Entwicklung und Beschreibung des HF-OBH

Die Entwicklung des HF-OBH umfaßt drei Hauptkomponenten: das Absatzgestell mit Hydrophonsystemen (Fa. OAS), den Auftriebskörper mit Ortungssystemen (Fa. Navatech) und den die Elektronik (Fa. Delta t) enthaltenden Druckzylinder (Universität Hamburg) (Abb. B1-6).

Das Absatzgestell besteht aus einem Zentralrohr und einem Standdreibein, an dessen Querstreben die Hydrophone befestigt sind (Abb. B1-6). Zur Zeit bestehen die Aufnehmer aus drei Hydrophonen der Firma OAS, können jedoch ohne große Veränderungen durch Geophone ersetzt werden. Unterhalb des Dreibeins wird das Grundgewicht entweder direkt montiert, so daß das komplette System eine Einheit bildet und fest auf dem Meeresboden steht, oder es kann alternativ dazu an einem Seil frei hängend angebracht werden. Die Einsatzkonfiguration hängt von der Sedimentbeschaffenheit ab. Bei sehr weichen Meeresböden wird die am Seil hängende Gewichts-anbringung bevorzugt, da sie ein Eindringen des OBH-Systems in den Meeresboden verhindert.

Der Auftriebskörper besteht aus syntaktischem Schaum, der in beliebige Formen gegossen werden kann. Dieser gehärtete Schaum ist überaus widerstandsfähig und bis zu einer Tiefe von 6000 m einsetzbar. Für die Ortung des aufgetauchten OBH-Systems sind am oberen Ende des Gestells eine Fahne, eine Blitzlampe und ein Peilsender angebracht, der bei einer Frequenz von 160 MHz arbeitet und vom Schiff aus empfangen werden kann. Um ein sichereres Auslöseverfahren zu erhalten, verfügt das System über zwei unabhängig voneinander funktionierende Auslösesysteme. Zum einen ist dies ein akustischer Auslöser der Firma MOERS (ehemals OCEANO), der über einen Schallgeber vom Schiff ausgelöst wird, zum anderen ein elektrochemischer Auslöser, der nach einer vorprogrammierten Zeit von der Elektronik aktiviert wird. Sie befindet sich in einem Druckzylinder. Am oberen Ende des Druckzylinders liegen die Durchführungen für die vier Eingangskanäle, den elektrochemischen Auslöser und eine PC-Schnittstelle.

Die Registriereinheit (Hersteller: Delta t) besteht aus einer programmierbaren Elektronik, 12 Bit A/D-Wandler, interner Uhr und Digital-Audio-Tape (DAT) -Rekorder und einer Stromversorgung. Die von den Aufnehmern registrierten Signale werden vorverstärkt, A/D gewandelt und dann auf einer 4 mm Audio DAT-Kassette aufgezeichnet. Vier programmierbare Verstärkungsstufen in Verbindung mit der 12 Bit A/D-Wandlung ergeben eine Dynamik des Systems von 90 dB. Die Summenabtastrate beträgt 84 kHz, so daß jeder Kanal mit einer Frequenz von 21 kHz gesampelt wird. Bei einer Kapazität von 1,8 GByte ergibt das einen Zeitraum von 3 Stunden für eine Dauerregistrierung. Die Programmierung der Elektronik erfolgt über die serielle PC-Schnittstelle. Neben den Einstellungen für den Zeitpunkt des elektrochemischen Auslösens, die Verstärkungsfaktoren, Projektinformationen, Start und Stopzeiten der Registrierungen können auch mehrere Zeitfenster zur Aufzeichnung programmiert werden. Das Abspielen der Daten von der 4 mm Audio DAT-Kassette erfolgt auf einem DAT-Rekorder in einem eigens dafür konzipierten Laborgerät, das über eine SCSI-Datenleitung mit einer Workstation (SUN SPARC 2) verbunden ist (Abb. B1-10).

a)

SPECTRUM ANALYSIS

CDPX

4055

NSRC

4055

Boereninsel

PARASOUND-AMPLITUDEN und -PHASENSPEKTRUM

Band 5b

SAMPLERATE 4 ms

Kernstation 23409-4

...
..

ENCL.

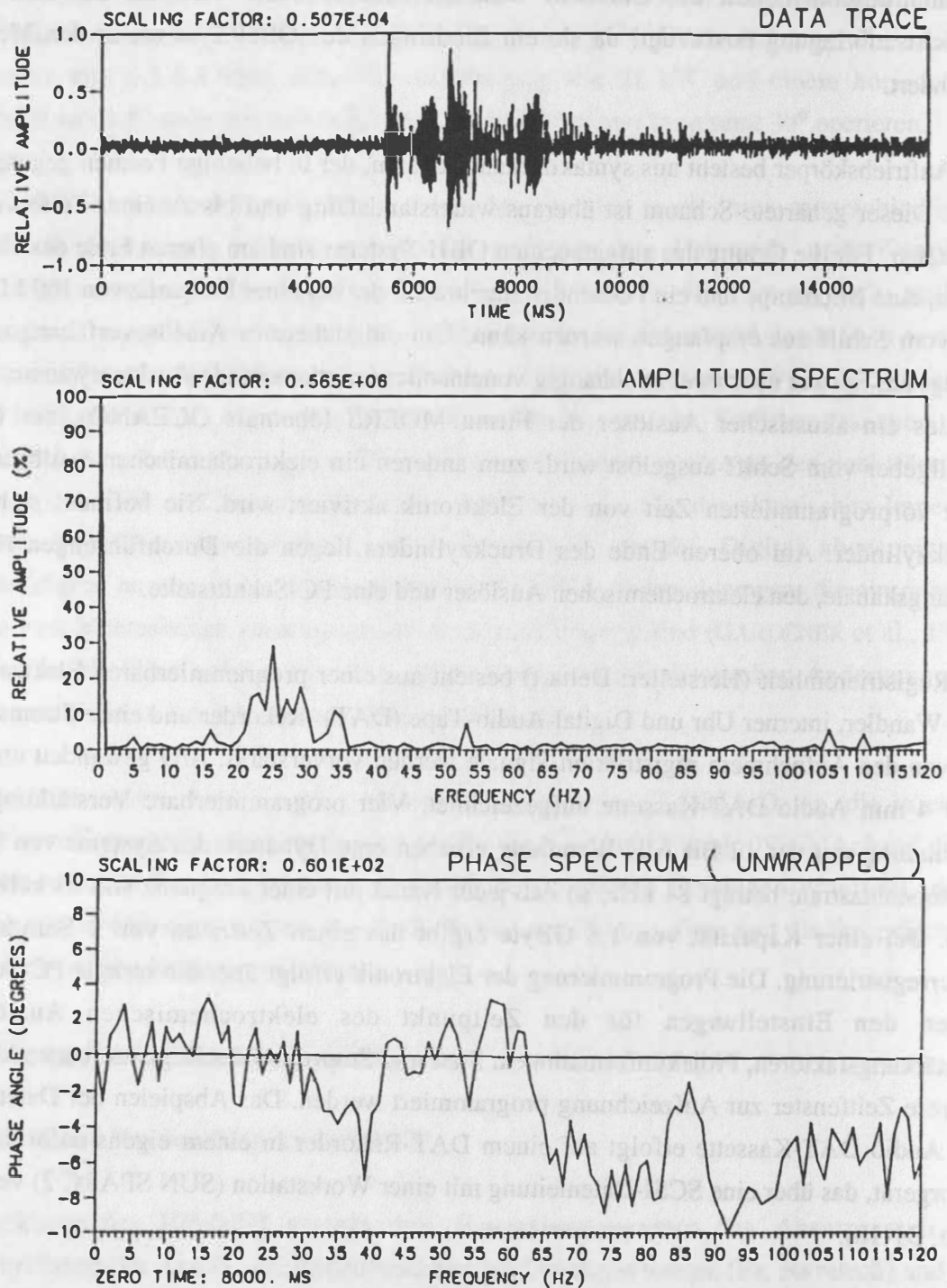


Abb. B1-8a: Amplituden- und Phasenspektrum von ungefilterten Daten.

b)

SPECTRUM ANALYSIS

CDPX 4055

NSRC

4055

Boereninsel

PARASOUND-AMPLITUDEN und -PHASENSPEKTRUM

Bandpass 3040 KHz - 5920 KHz

SAMPELRATE 4 μ s

Kernstation 23409-4

ENCL.

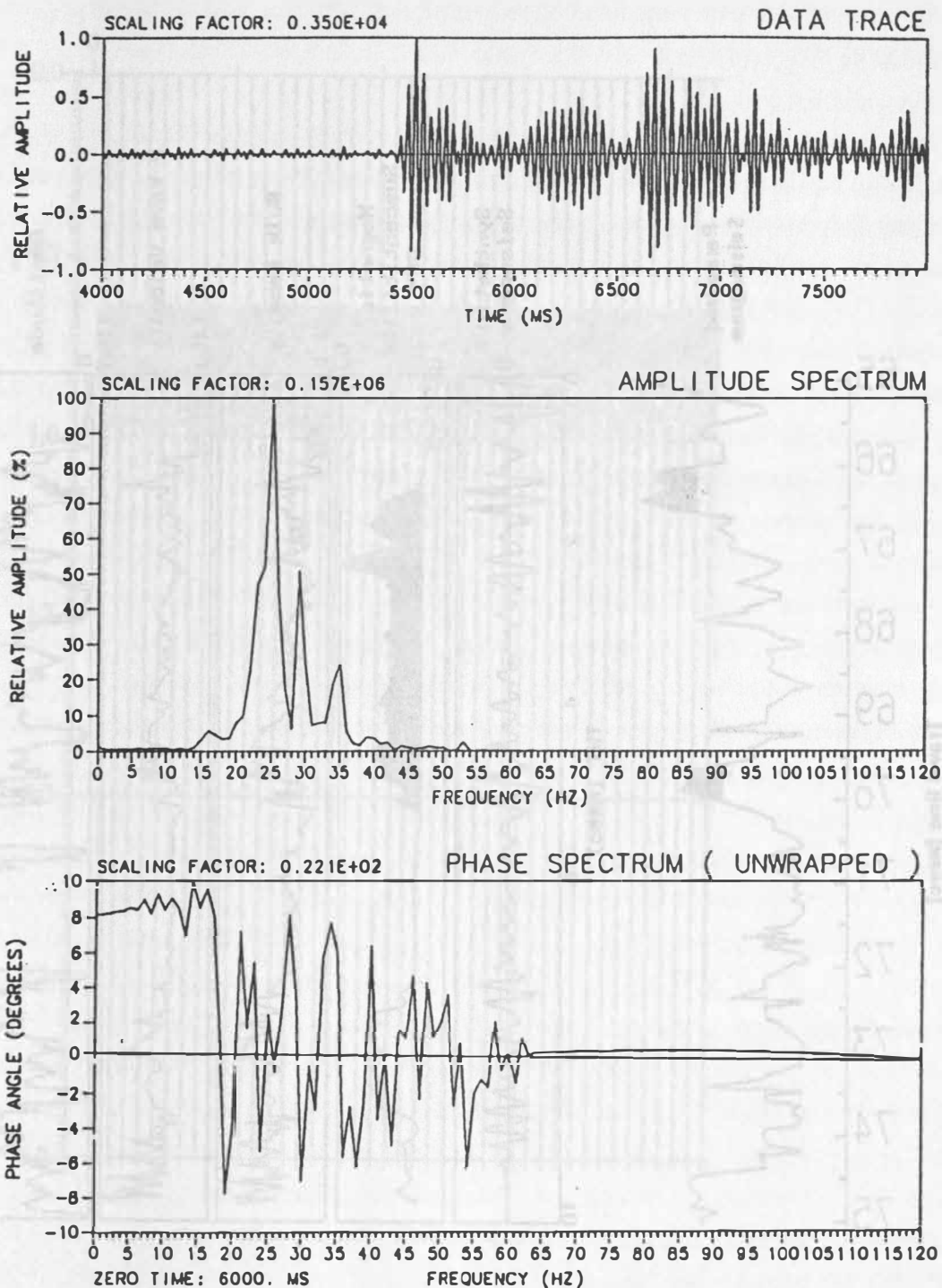


Abb. B1-8b: Amplituden- und Phasenspektrum von gefilterten Daten. Anhand des Amplitudenspektrums läßt sich erkennen, daß noch zusätzliche Frequenzen zu der Sendefrequenz von 4 kHz vorkommen.

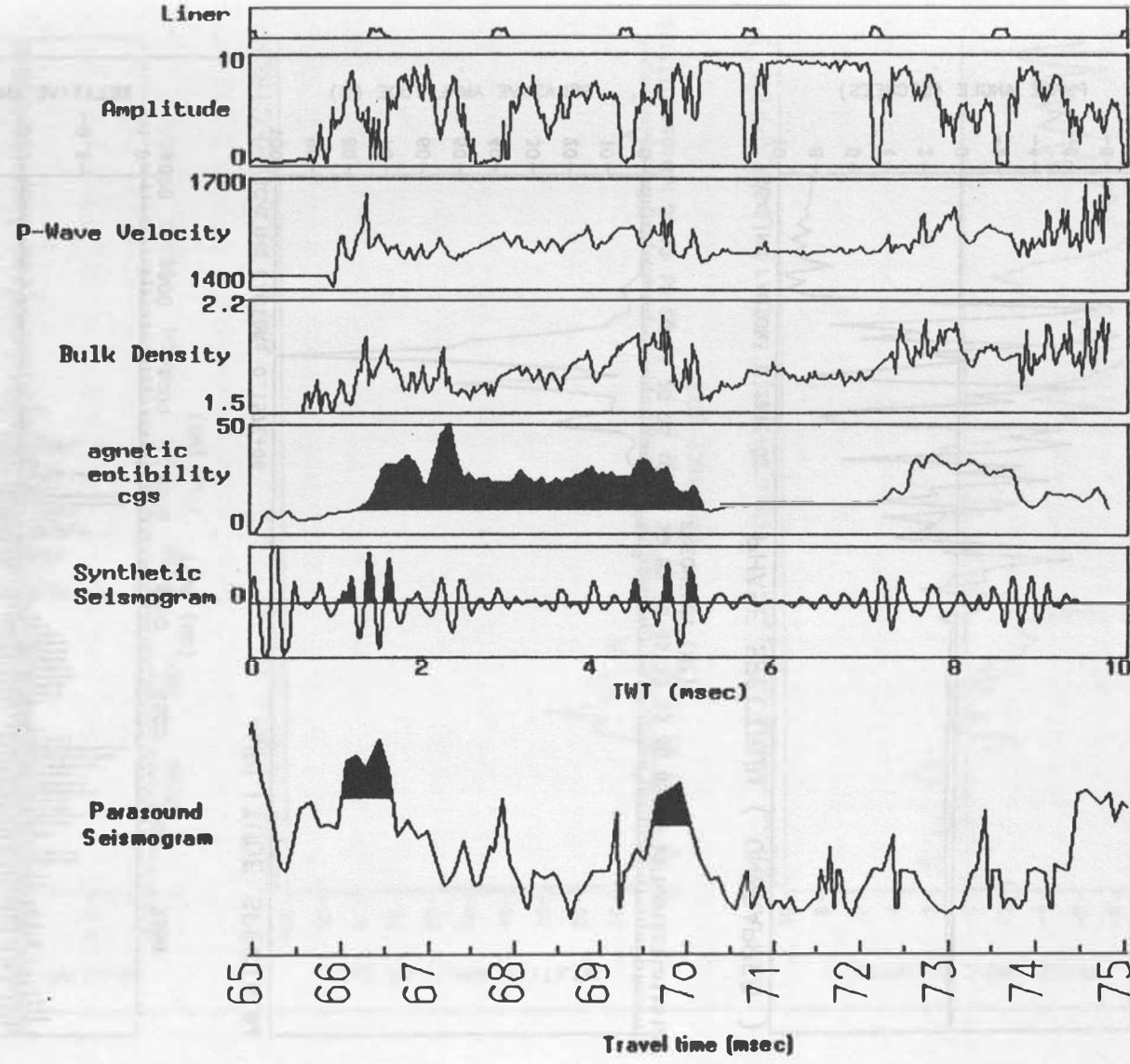


Abb. B1-9: Korrelation eines Parasound-Seismogramms (links) mit den MSCL-Daten der Sedimentkernmessung an Station 23409-4

Eckernförder Bucht

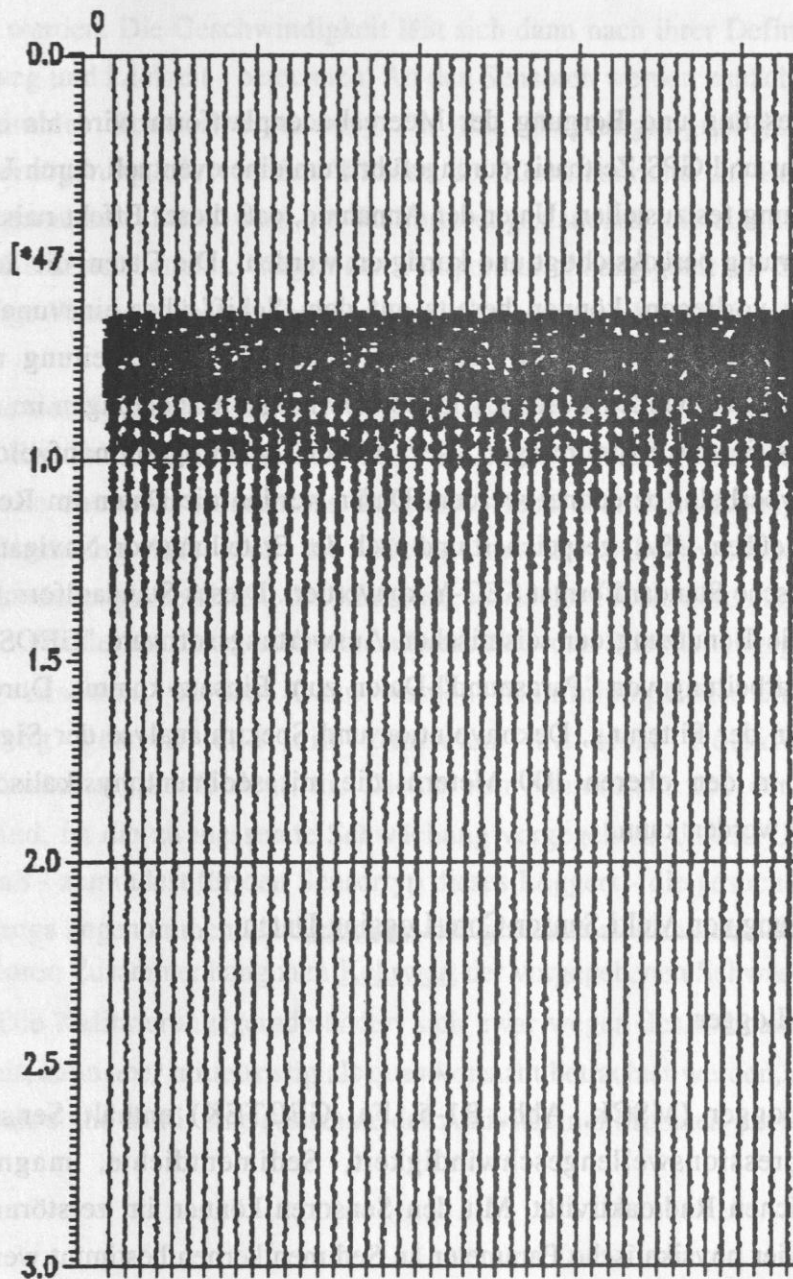


Abb. B1-10: Beispiel von Ozean-Boden-Hydrophon-Aufzeichnungen aus der Eckernförder Bucht

Meßeinsatz auf See

Für den Meßvorgang wird das OBH unter einer schallakustischen Quelle befestigt, bis 5 m über den Meeresboden abgesenkt und dort über ein akustisches Signal ausgelöst. Dies ist notwendig, da wir über kein Transpondernavigations-System verfügen, das eine genaue Positionierung der Quelle relativ zum OBH ermöglicht. Die Quelle, die über einen Einleiterdraht direkt mit dem Schiff verbunden ist, wird dann bei einer Schiffsgeschwindigkeit von ca. 1 Knoten von der Absetzposition weggeschleppt.

Nach Beendigung der Messung und Bergung der Meeresbodenplattform wird als erstes ein Zeitvergleich von OBH-Uhr und GPS-Zeitbasis durchgeführt, um eine eventuell durch Uhrendrift aufgetretene Zeitverschiebung festzustellen. Unter der Annahme, daß dieser Effekt nahezu linear ist, kann er bei der Auswertung berücksichtigt und korrigiert werden. Die Daten, die auf einer 4 mm Audio DAT-Kassette vorliegen, können bereits auf dem Schiff über eine unabhängige Abspielstation auf ihre Qualität hin überprüft und über eine SCSI-Datenleitung mit einer Workstation (SUN SPARC 2) verbunden werden. Die Geschwindigkeitsänderungen im Sediment können anhand der registrierten Krümmungen, der in den Seismogrammaufzeichnungen entstehenden Reflexionshyperbeln, berechnet werden. Dafür werden die Daten im Rechner im PASSCAL-Datenformat (RefTec, USA) gespeichert und nach der Erstellung von Navigations- und Steuerdateien in das seismische Standardformat SEG-Y konvertiert. Dieses Standardformat ist eine Grundvoraussetzung für die Benutzung der seismischen Auswertungssoftware "GEOSYS", das gleichermaßen bei der Bearbeitung von "Parasound"-Daten zum Einsatz kommt. Durch dieses Konzept erzielen wir neben der Filterung, Dekonvolution und Spektralanalyse der Signale eine Geschwindigkeitsanalyse in den oberen 100 Metern, die mit sedimentphysikalischen und Parasound-Daten verknüpft werden kann.

2.3. Methoden zur Bearbeitung von Multi-Sensor-Core-Logging-Daten

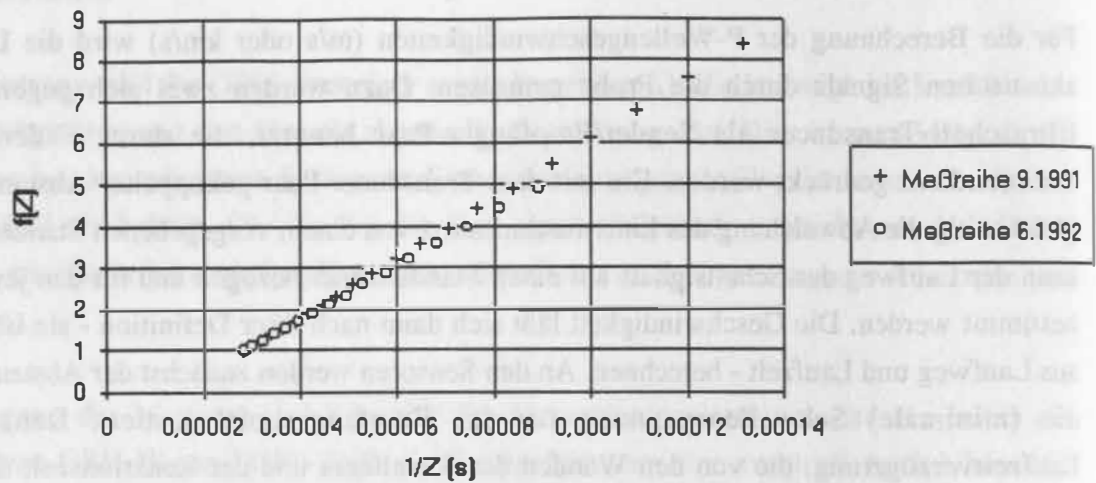
Der Multi-Sensor-Core-Logger

Der Multi-Sensor-Core-Logger (MSCL, Abb. B1-5, Fa. GEOTEK) enthält Sensoren zur Bestimmung der Kompressionswellengeschwindigkeit, Sedimentdichte, magnetischen Suszeptibilität und natürlichen Radioaktivität. Mit den Sensoren können im zerstörungsfreien Meßverfahren momentan vier physikalische Parameter an Sedimentkernen bestimmt werden. Die Sensoren sind in der Mitte des Loggers fixiert, dessen Aluminiumrahmen mit zwei Schienen verbunden wird. Auf den Schienen liegt ein mobiler Schlitten und der zu messende Sedimentkern. Ein Schrittmotor zieht den Schlitten mit dem Sedimentkern in vorprogrammierbaren Intervallen an den Sensoren vorbei, wobei die sedimentphysikalischen Parameter der Reihe nach gemessen werden (Abb. B1-6).

Für die Berechnung der P-Wellengeschwindigkeiten (m/s oder km/s) wird die Laufzeit eines akustischen Signals durch die Probe gemessen. Dazu werden zwei sich gegenüberstehende Ultraschall-Transducer als Sender/Empfänger-Paar benutzt, die durch Federkraft an den Sedimentkern gedrückt werden. Ein mit dem Transducer-Paar gekoppelter Abstandsmesser mißt gleichzeitig die Abweichung des Linerdurchmessers von einem vorgegebenen Standardwert. Damit kann der Laufweg des Schallsignals auf einen Standardliner bezogen und für den jeweiligen Kern bestimmt werden. Die Geschwindigkeit läßt sich dann nach ihrer Definition - sie ist der Quotient aus Laufweg und Laufzeit - berechnen. An den Sensoren werden zunächst der Abstandsmesser und die (minimale) Schwellenspannung für das Empfangssignal justiert. Danach wird die Laufzeitverzögerung, die von den Wänden des Kernliners und der Reaktionszeit der Elektronik herrührt, gemessen. Dazu wird ein Kalibrierungsstandard mit einem mit destilliertem Wasser gefüllten Kernliner benutzt. Wegen der Temperaturabhängigkeit der Schallgeschwindigkeit muß die jeweilige Wassertemperatur bei den Laufzeitmessungen berücksichtigt werden.

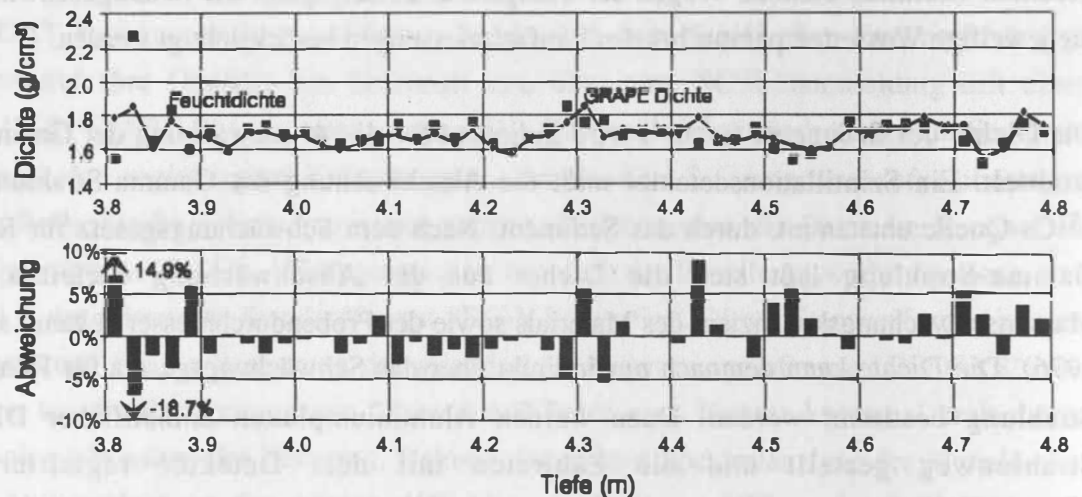
Die Dichte des Sediments (g/cm^3) wird indirekt über die Abschwächung der Gamma-Strahlung ermittelt. Ein Szintillationsdetektor mißt die Abschwächung der Gamma-Strahlung, die einer ^{137}Cs -Quelle entstammt, durch das Sediment. Nach dem Schwächungsgesetz für Röntgen- und Gamma-Strahlung läßt sich die Dichte aus der Abschwächung herleiten, wenn der Massenschwächungskoeffizient des Materials sowie der Probendurchmesser bekannt sind (BOYCE, 1976). Die Dichte kann demnach nur indirekt über das Schwächungsgesetz für Röntgen- und γ -Strahlung bestimmt werden. Dazu werden Aluminiumplatten einheitlicher Dicke in den Strahlenweg gestellt und die Zählraten mit dem Detektor registriert. Da der Massenschwächungskoeffizient, die Dichte von Aluminium und der Laufweg der γ -Strahlung bekannt sind, ist die zu messende Schwächung vorgegeben. Unsere Untersuchungen haben aber gezeigt, daß - zumindest für den Sensortyp dieses Loggers - die gesuchte Beziehung komplizierter ist als anfangs angenommen: der Kehrwert der gemessenen Zählrate ($1/Z$ in Abb. B1-11 a) steht in einem linearen Zusammenhang zum Kehrwert der vorgegebenen Schwächung ($f(Z)=A_1/A_2$ in Abb. B1-11a). Die Kalibrierungsgerade ändert sich zwar wegen des radioaktiven Zerfalls der γ -Quelle mit der Zeit, kann aber mittelfristig als quasikonstant betrachtet werden, da Cs^{137} eine Halbwertszeit von 30,2 Jahre und damit eine Abnahme der Aktivität in 3 Monaten um 0,5 Prozent hat.

a)

Variation der Quote $A_1/A_2 = f(Z)$ von der Inverse $1/Z$ 

b)

Bestimmung des Massenschwächungskoeffizienten für Sediment



c)

Vergleichsmessung GRAPE Dichte - Feuchtdichte

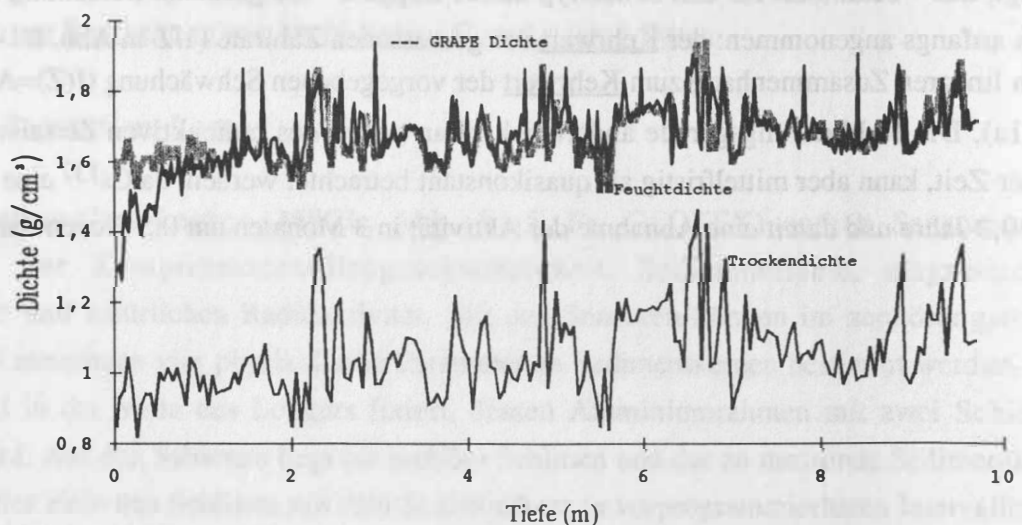


Abb. B1-11: a) Kalibrierungsgerade für die Dichtebestimmung, b) empirische Dichtebestimmung, c) Vergleichsmessung von manuell und MSCL bestimmter Dichte

Der Massenschwächungskoeffizient des Materials ist besonders wichtig bei der Ermittlung der Dichten. Obwohl hier im allgemeinen der Wert von Aluminium oder Quarz ($0,075 \text{ cm}^2/\text{g}$ bei 663 keV , Photoenergie von Cs^{137}) benutzt wird, strebten wir eine Bestimmung des Durchschnittswertes speziell für Meeressedimente an. Dazu diente eine an der vierten Sektion des Kerns 21912-8 durchgeführte Meßreihe der Feuchtdichte (nach der Masse/Volumen-Methode). Diese manuell bestimmten Feuchtdichten werden mit den vom MSCL bestimmten Dichten durch Variationen des Massenschwächungskoeffizienten in der Berechnungsformel angepaßt. Die beste Übereinstimmung wird bei $0,074 \text{ cm}^2/\text{g}$ erzielt (Abb. B1-11b). Eine zweite Vergleichsmessung von manuellen und MSCL ermittelten Feuchtdichtewerten an dem Kern 21900-8 bestätigt die ausgeführte Kalibrierung (Abb. B1-11c).

Das Messen der magnetischen Suszeptibilitäten (cgs) erfolgt während des Einführens eines Sedimentkerns in einen kreisförmigen Sensor, in dem ein magnetisches Wechselfeld in einer Spule vorherrscht. Zur Unterdrückung des Hintergrundrauschens, das besonders beim Einsatz auf Forschungsschiffen aufgrund vorhandener Magnetfelder auftritt, liegt die Arbeitsfrequenz der Spule bei $0,1 \text{ Hz}$ (an Land 1 Hz) und damit die Meßzeit bei 10 sec (1 sec). Das Hintergrundrauschen, das während der METEOR 17-Fahrt aufgenommen wurde, ist in Abb. B1-12 dargestellt.

Drift und Rauschen bei Messung von magnetischer Suszeptibilität an Bord
mit zwei Frequenzen (durchgezogen: $0,1 \text{ Hz} / 10 \text{ sec}$; gestrichelt: $1 \text{ Hz} / 1 \text{ sec}$)

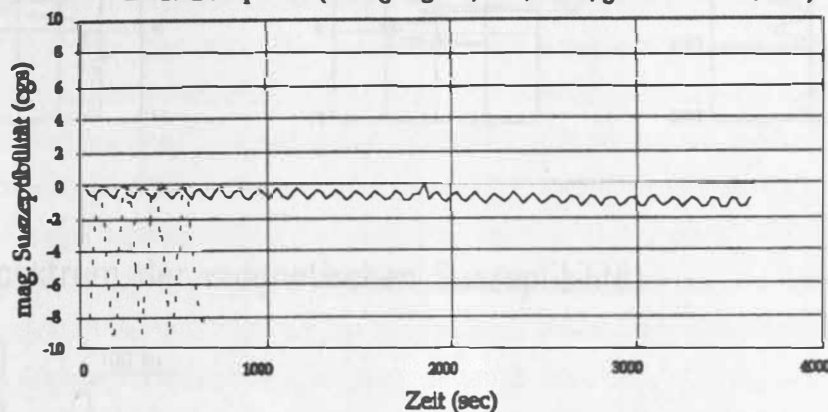


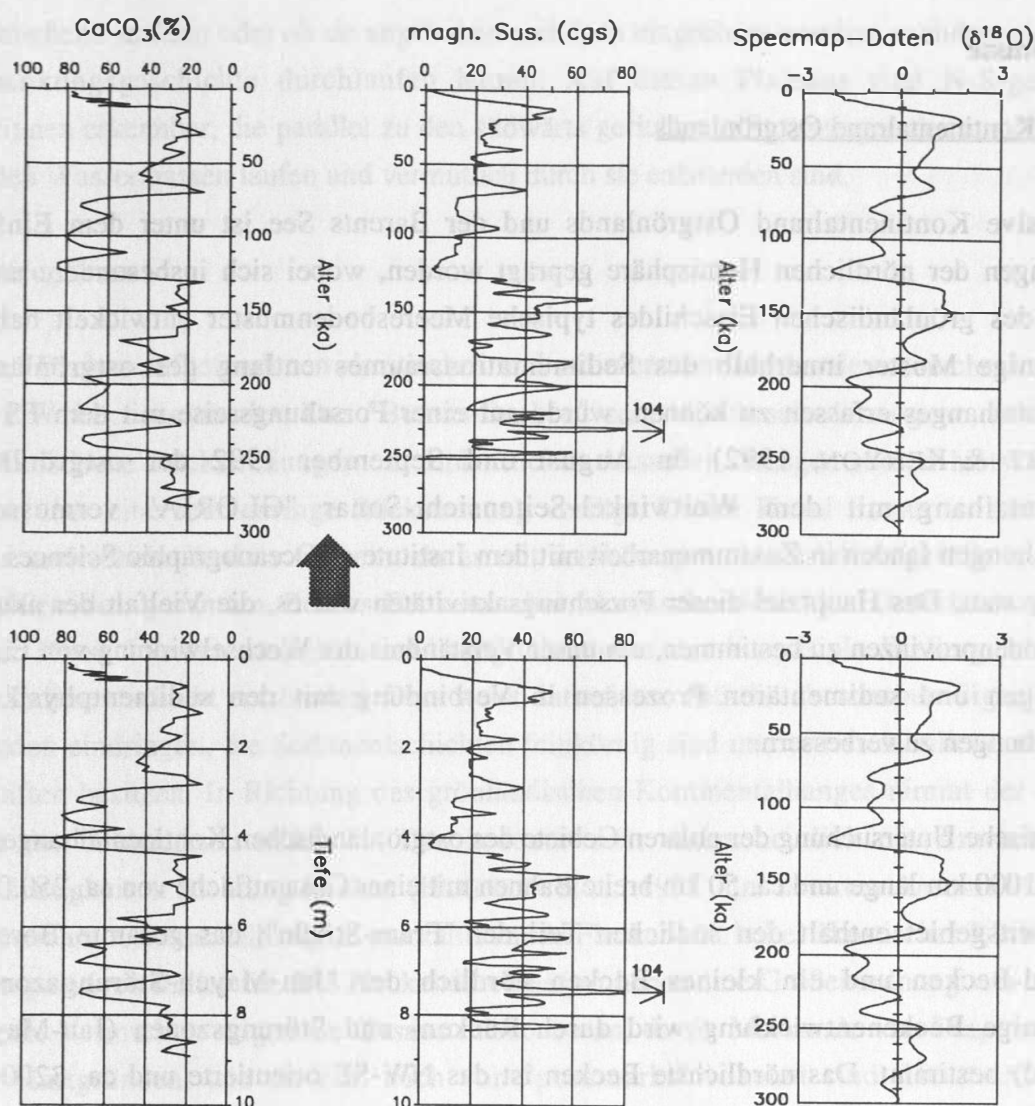
Abb. B1-12: Hintergrundrauschen bei der Messung der magnetischen Suszeptibilität an Bord der Meteor

Zur Abschätzung der Tonmineralzusammensetzung soll die natürliche (Gamma-) Radioaktivität der Sedimente mit Hilfe zweier Szintillationsdetektoren gemessen werden. Das größte Problem dabei bereitet die γ -Quelle des Dichtesensors, die eine nicht variable Hintergrundstrahlung bei der Zählung der natürlichen Radioaktivität verursacht. Zur Zeit wird eine weitere seitliche Abschirmung der γ -Quelle und des Sensors mit einem Bleimantel konzipiert. Wenn dies aber nicht zum erwünschten Ergebnis führt, soll die natürliche Radioaktivität in einem zweiten Meßvorgang bestimmt und die γ -Quelle während der Meßzeit vollständig entfernt werden.

Weiterverarbeitung der Logging-Daten

Die MSCL-Meßdaten (P-Wellengeschwindigkeit, Dichte, magnetische Suszeptibilität und natürliche Radioaktivität) bestehen aus den Meßreihen der jeweiligen 1m-Kern-Sektionen, die zu einem Kern zusammengefügt und gegen die Sedimentteufe dargestellt werden. Im Idealfall kann eine Transformation von Teufen- auf Zeitachsen über eine indirekte Alterseinstufung der Logging-Daten erfolgen. Hierzu wird die weltweit gültige Standard- $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve (IMBRIE et al., 1984), die altersgeeicht ist, mit der gemessenen magnetischen Suszeptibilitäts-Kurve und der Standard-Suszeptibilitätskurve (KUKLA et al., 1990) korreliert und auf die Übereinstimmung im Kurvenverlauf hin überprüft. Bei Übereinstimmung werden Altersfixpunkte aus der SPECMAP-Kurve zugeordnet und zwischen diesen Fixpunkten wird interpoliert. Schließlich werden die Teufen- in Altersdaten umgerechnet, und im nächsten Schritt kann eine Zeitreihenanalyse der zeitgeeichten Logging-Daten durchgeführt werden. Wenn der physikalische Meeresbodenaufbau Änderungen unterliegt, die durch orbitale Einflüsse bei der Sedimentation gesteuert wurden, dann sollten die Frequenzen der Milankovitch-Zyklen in den Spektren der Logging-Daten zu erkennen sein (Abb. B1-13). Zur großflächigen Untersuchung der Spektren werden die Logging-Daten mit den HF-OBH und Parasound-Echolot-Seismogrammen verknüpft, die zwar mit geringerer Auflösung, jedoch über einen größeren Bereich hinweg den Meeresbodenuntergrund aufzeichnen. Dabei werden die Alter der Reflektorenabfolgen anhand der zeitgeeichten Logging-Daten terminiert.





Spektrum der magnetischen Suszeptibilität

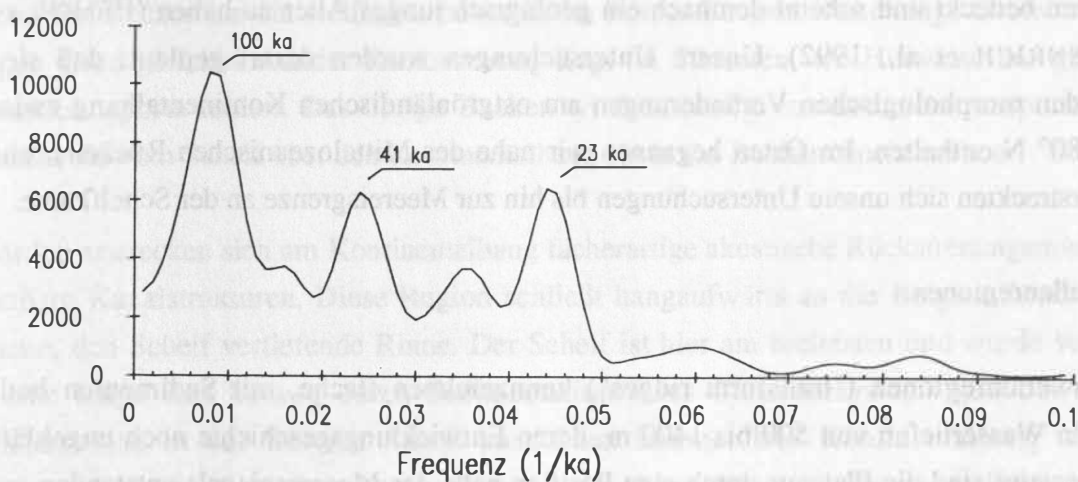


Abb. B1-13: Transformation von Tiefen auf Altersdaten und Zeitreihenanalyse der magnetischen Suszeptibilität

3. Ergebnisse

3.1. Der Kontinentalrand Ostgrönlands

Der passive Kontinentalrand Ostgrönlands und der Barents See ist unter dem Einfluß von Vereisungen der nördlichen Hemisphäre geprägt worden, wobei sich insbesondere unter dem Einfluß des grönländischen Eisschildes typische Meeresbodenmuster entwickelt haben. Um großräumige Muster innerhalb des Sedimentationsraumes entlang des ostgrönländischen Kontinentalhangs erfassen zu können, wurde auf einer Forschungsreise mit dem FS Livonia (MIENERT & KENYON, 1992) im August und September 1992 der ostgrönländische Kontinentalhang mit dem Weitwinkel-Seitensicht-Sonar "GLORIA" vermessen. Die Untersuchungen fanden in Zusammenarbeit mit dem Institute of Oceanographic Sciences (IOS) in Wormley statt. Das Hauptziel dieser Forschungsaktivitäten war es, die Vielfalt der akustischen Meeresbodenprovinzen zu bestimmen, um unser Verständnis der Wechselwirkung von Eisdecken, Strömungen und sedimentären Prozessen in Verbindung mit den sedimentphysikalischen Untersuchungen zu verbessern.

Die akustische Untersuchung der polaren Gebiete des ostgrönländischen Kontinentalhangs umfaßt mehrere 1000 km lange und ca. 50 km breite Bahnen mit einer Gesamtfläche von ca. 250.000 km². Das Arbeitsgebiet enthält den südlichen Teil der "Fram-Straße", das gesamte Boreas- und Grönland-Becken und ein kleines Becken nördlich der "Jan-Mayen-Störungszone". Die großräumige Beckenentwicklung wird durch Rücken- und Störungszonen (Jan-Mayen und Hovgaard) bestimmt. Das nördlichste Becken ist das NW-SE orientierte und ca. 3200 m tiefe "Boreas-Becken". Südlich davon liegt das NE-SW ausgerichtete "Grönland-Becken" mit einer Tiefe von 3600 m. Das südlichste dieser 3 Becken ist E-W ausgerichtet, liegt nördlich von "Jan-Mayen" und ist ca. 2400 m tief. Auffällig im Arbeitsgebiet ist "Vesteris-Banken", eine isolierte, kegelförmige Meeresbodenerhebung im Grönland-Becken. Dieser submarine Vulkan ist kaum mit Sedimenten bedeckt und scheint demnach ein geologisch junges Alter zu haben (HEMPEL et al., 1991, HENRICH et al., 1992). Unsere Untersuchungen wurden derart geplant, daß sie alle bedeutenden morphologischen Veränderungen am ostgrönländischen Kontinentalhang zwischen 70° und 80° N enthalten. Im Osten begannen wir nahe des Mittelozeanischen Rückens, und im Westen erstreckten sich unsere Untersuchungen bis hin zur Meereisgrenze an der Schelfkante.

Schwellenregionen

Die Schwellenregionen ("transform ridges") kennzeichnen flache, mit Sedimenten bedeckte Plateaus in Wassertiefen von 500 bis 1400 m, deren Entwicklungsgeschichte noch ungeklärt ist. Möglicherweise sind die Plateaus durch eine Position nahe des Meeresspiegels entstanden, wobei unbeantwortet bleibt, ob die Plateaus an der Rückenachse im jungen Alter eingeebnet wurden und

sich anschließend senkten oder ob sie angehoben und dann eingeebnet wurden, nachdem sie bereits ihre Absenkungsgeschichte durchlaufen hatten. Auf diesen Plateaus sind N-S-gerichtete Erosionsrinnen erkennbar, die parallel zu den südwärts gerichteten Strömungen der aus der Arktis kommenden Wassermassen laufen und vermutlich durch sie entstanden sind.

Beckenregionen

Die in den Becken aufgefundenen akustischen und sedimentären Merkmale unterscheiden sich in markanter Weise voneinander. Das "Boreas-Becken" zeigt durch sehr homogene, mittlere bis niedrige akustische Rückstreuungen ein einheitliches Aussehen. Ausgenommen hiervon ist ein Kanal, der über eine sehr geringe Rückstreuung verfügt. Dieser Kanal ist nur in Abschnitten erkennbar und scheint inaktiv zu sein, da er mit feinkörnigem Material aufgefüllt ist. In den Sonographien des gesamten Boreas-Beckens sind akustische Artefakte (Interferenzstreifen) erkennbar. Diese Interferenzstreifen sind möglicherweise durch multiple Wellenpfade in der obersten Sedimentschicht entstanden. Dies weist darauf hin, daß die akustischen Signale in den Meeresboden eindringen, die Sedimentschichten feinkörnig sind und unterschiedliche akustische Eigenschaften besitzen. In Richtung des grönländischen Kontinentalhangs nimmt der Abstand zwischen den Interferenzstreifen zu. Das bedeutet sehr wahrscheinlich ein Anwachsen der Schichtmächtigkeit in Richtung Becken (HUGGETT et al., 1992). Im direkten Anschluß an dieses Gebiet treten am Kontinentalhangfuß markante runde Flecken mit hoher akustischer Rückstreuung und einem positiven Relief auf. Die Fleckendurchmesser haben eine Größenordnung von mehreren 100 Metern. Vermutlich zeigen sie Gasaustrittszonen an, da sie Merkmale von Diapirstrukturen und/oder Hartgründen, wie sie z.B. auch von "pockmarks" bekannt sind (HOVLAND, 1991), aufweisen.

Das Grönland-Becken, das größte und tiefste Becken vor Ostgrönland, weist eine Vielfalt von akustischen Provinzen mit heterogener Rückstreuung auf. Insgesamt ist der Grad der Rückstreuung im Grönland-Becken um ein vielfaches höher als im Boreas-Becken. Das einzige Gebiet mit einem geringen Grad gleichbleibender Rückstreuung liegt im Südosten, wo Hinweise auf gravitative Sedimenttransporte fehlen. Das übrige Becken wird eindeutig von Sedimenttransportsystemen dominiert, die vom Schelf über den Kontinentalhang bis in das Becken hinein wirken.

Im Norden erstrecken sich am Kontinentalhang fächerartige akustische Rückstreuungsmuster ohne erkennbare Kanalstrukturen. Diese Region schließt hangaufwärts an die Belgica Strath an, eine markante, den Schelf vertiefende Rinne. Der Schelf ist hier am breitesten und wurde vermutlich über eine lange Zeit hinweg durch Sedimentation eines Gletschersystems gebildet, das sich möglicherweise in der Belgica Strath ausdehnen konnte. Der Kontinentalhang zeigt hier Veränderungen von sehr hohen Rückstreuungen am oberen Hang zu geringeren Rückstreuungen am mittleren Hang, wo sichelartige Formen möglicherweise ein Sedimentwellenfeld anzeigen, und

zu sehr niedrigen Rückstreuungen am Hangfußabschnitt. Diese tiefenabhängigen akustischen Provinzen der Rückstreuung werden durch hangabwärts folgende Streifen unterbrochen. In den tiefsten Gebieten in Richtung Becken erhöht sich die Rückstreuung und kennzeichnet den gesamten Meeresboden. Ablagerungs- und Erosionsprozesse spiegeln sich vermutlich in diesen Zonierungen wider. Die auftretenden Streifenmuster entsprechen in ihren Merkmalen denen am norwegischen Kontinentalhang, wo sie das Zusammenspiel von Kaltwasserkaskaden und Sedimenttransport anzeigen (z.B. VORREN et al., 1989).

Im Süden des Kontinentalhanges sind vier Kanalsysteme zu erkennen, die sich einander in ihrem Aufbau ähneln. Der oberste Teil des Hanges konnte aufgrund von Meereisdecken und Schmelzwässern, die durch turbulente Wassermassen die Reichweite des Sonars begrenzen, nicht untersucht werden. Unterhalb des steilen Hangabschnittes erstreckt sich ein Gebiet mit Haupt- und stark verzweigten Nebenkanälen, die relativ flach und schmal sind. Unterhalb der Verbindung der Nebenkanäle gibt es einen Abfluß, der sich nach Norden wendet und in den tiefsten Bereich des Beckens mündet. Auf beiden Seiten der ungefähr 2 km breiten und mehrere Meter tiefen Kanäle sind Streifen mit regelmäßigen Abständen zu erkennen, die eine unterschiedliche Rückstreuung aufweisen. Dies sind wahrscheinlich Sedimentwellen mit einer Wellenlänge von ca. 2-3 km, die durch Turbiditströme entstehen. Ein sinusförmiger Kanal ist in der Abbildung B1-14 dargestellt, wobei noch ungeklärt bleibt, wann und wie häufig diese bis zur Schelfkante reichenden Transportwege aktiviert werden.

Das südlichste Becken ist schmal und ohne jegliche Hinweise auf submarine Flußsysteme. Es verbindet das große Grönland-Becken im Süden mit der Dänemarkstraße, eine der wichtigsten ozeanographischen Verbindungen für den südgerichteten Kaltwasserstrom der Arktis über die Grönländische See in den Nord- Atlantik. Dieses Becken, wie auch das Boreas-Becken, weist keine eindeutigen Muster in Bezug auf die Rückstreuung auf. In diesem Gebiet existieren keine eindeutigen Hinweise für einen Sedimenttransport vom Schelf in das Becken. Nur Sedimentwellen nahe der Jan-Mayen Störungszone geben Hinweise auf einen örtlich begrenzten Sedimenttransport.

3.2. Der Kontinentalhang der Barents See

Am Kontinentalhang der Barents See wurden Meeresbodenuntersuchungen mit einem tiefgeschleppten Seitensicht-Sonar, einem 3,5 kHz Sedimentecholot- und einem "Parasound"-Sedimentecholot durchgeführt (MIENERT, 1991, MIENERT & BOBSIEN, 1992). Während zahlreiche Rutschmassen kennzeichnend für den oberen Kontinentalhang sind, geben Bodenformen in Wassertiefen größer 2000 m Hinweise auf Bodenwasserströmungssysteme. Innerhalb dieser Bodenformen liegt eine Kernstation (23409-4), deren Sedimentkern mit dem "Multi-Sensor-Core-Logger" gemessen wurde (Abb. B1-9). Das Seismogramm der Parasound-Einzelspur, die der Kernstation am nächsten liegt, wird mit den aus dem Multi-Sensor-Core-Logger-Untersuchungen

erhaltenen sedimentphysikalischen Parametern und dem daraus berechneten synthetischen Seismogramm korreliert (Abb. B1-9). Aus den Daten ist zu erkennen, daß markante Änderungen in den Seismogrammen mit der magnetischen Suszeptibilität, der Dichte und der P-Wellengeschwindigkeit korrelieren. Allerdings bleiben die räumlichen Änderungen der P-Wellengeschwindigkeiten zum jetzigen Zeitpunkt noch ungeklärt, da trotz einer erfolgreichen Flachwassertestphase das OBH während mehrerer Tiefseeinsätze Ausfälle in der Elektronik zeigte und schließlich nicht wieder auftauchte. Aufgrund einer Wiederbeschaffung und einer erneuten Testphase des neuen Systems können wir die erhofften Daten noch nicht in diese Untersuchungen einbinden. Die einzigen bisher vorliegenden Ergebnisse sind Aufzeichnungen einzelner "Schüsse", die das Funktionieren des Gerätesystems dokumentieren, eine Geschwindigkeitsanalyse jedoch nicht zulassen.

Erfolgreich waren hingegen die Detailuntersuchungen mit dem Seitensicht-Sonar und Sedimentecholot (MIENERT & BOBSIEN, 1992). Die Aufnahmen zeigen bei 2500 m Wassertiefe exponierte und verschüttete Sedimentwellen im Fußbereich einer ungefähr 15 km breiten und mehrere km langen lobenförmigen Rutschung. Auf den exponierten Sedimentwellen erstrecken sich 1 bis 4 m tiefe Sedimentfurchen, die mit einer Orientierung von 340° parallel zur 2450 m Wassertiefenlinie laufen (Abb. B1-17). Die parallelen Furchen sind ungefähr 10 bis 40 m voneinander entfernt und wahrscheinlich mehrere 10 km lang. Dieses Furchenfeld dehnt sich unter dem nach NNW-gerichteten Norwegen/Spitsbergenstrom über ein Gebiet von 300 km^2 aus. Vergleichbare Formen konnten trotz detaillierter Profilaufnahmen vor Ostgrönland noch nicht nachgewiesen werden.

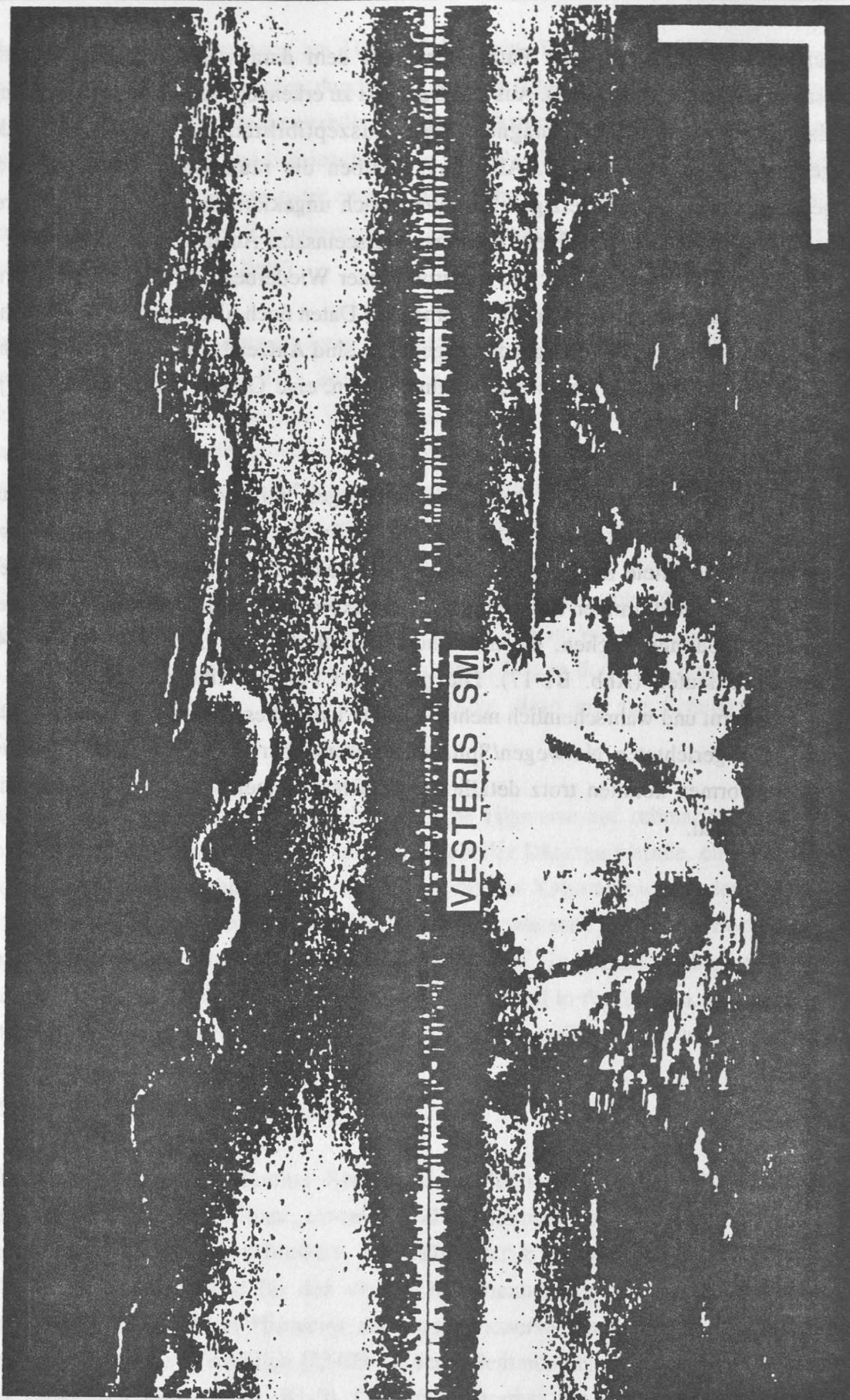


Abb. B1-14: Beispiel einer GLORIA-Sonographie westlich von Vesteris SM (Abb. B2-2). Der Turbiditkanal läuft in NE-Richtung zum tiefsten Teil des Grönlandbeckens. Der horizontale und vertikale Balken entspricht ca 10 km.

4. Literaturliste

- BOYCE, R.E., (1976): Definitions and laboratory techniques of the compressional sound velocity parameters and wet-water content, wet-bulk density, and porosity parameters by gravimetric and gamma ray attenuation techniques. In: SCHLANGER, S.O., JACKSON, E.D., et al., Init. Repts. DSDP, 33 Washington (U.S. Govt. Orint. Office), 115-1128.
- BOBSIEN, M. und MIENERT, J., (1993): Entwicklung und Einsatz eines HF-OBH, DGG-Tagung in Kiel.
- CHI, J. und MIENERT, J., (1992): Orbital cyclicity in high-latitude sediments: spectral analysis of multi-sensor, core-logging data. – Fourth International Conference on Paleoceanography ICP IV, Kiel, 84.
- CHI, J. und MIENERT, J., (1993): Physikalischer Meeresbodenaufbau : Eine Zeitreihenanalyse orbitaler Zyklen anhand "Multi-Sensor-Kern-Logging" Daten. – DGG-Tagung in Kiel.
- FLOOD, R.D., und SHOR, A.N., 1988. Mudwaves in the Argentine Basin and their relationship to regional bottom circulation patterns. – Deep Sea Res., 35, 943-971.
- FLOOD, R.D., und HOLLISTER, C.D., 1980. Submersible studies of deep-sea furrows and transverse ripples in cohesive sediments. – Mar Geol., 36, 1-9.
- GARDENER, J. V., FIELD, M. E., LEE, H., und EDWARDS, B. E., (1991): Ground-truthing 6,5 kHz side scan sonographs: What are we really imaging? – Journal of Geophysics, 96, 5955- 5974.
- HUGGETT, Q.J., COOPER, A.K., SOMERS, M.L. und STUBBS, A.R., (1992): Interference fringes on GLORIA side-scan sonar images from the Bering Sea and their implications. – Mar. Geophys. Res., 14, 47-63.
- HEMPEL, P., SCHREIBER, R., JOHNSON, L. und THIEDE, J., (1991): The Vesteris seamount (Greenland Basin): Patterns of morphology and sediment distribution. – Mar. Geol., 96, 175-185.
- HENRICH, R., HARTMANN, M., REITNER, J., SCHÄFER, P., FREIWALD, A., STEINMETZ, S., DIETRICH, P., und THIEDE, J., (1992): Facies belts and communities of the Arctic Vesterisbanken Seamount (Central Greenland Sea). – Facies, 27, 71-204.
- HOVLAND, M., (1991): Large pockmarks, gas-charged sediments and possible clay diapirs in the Skagerrak. – Marine and Petroleum Geology, 8, 331-316.
- IMBRIE, J., HAYS, J. D., MARTINSON, D. G., MCINTYRE, A., MIX, A. C., MORLEY, J. J., PISIAS, N. G., PRELL, W. L., und SHACKLETON, N. J., (1984): The Orbital Theory of Pleistocene Climate: Support from a Revised Chronology of the Marine $\delta^{18}\text{O}$ Record. in: A. BERGER, J. IMBRIE, J. HAYS, G. KUKLA und B. SALTZMAN (Hrsg.), Milankovitch and Climate (pt. 1): 269 - 305.
- KUKLA, G., AN, Z.S., MELICE, J.L., GAVIN, J., und XIA, J.L. (1990): Magnetic susceptibility record of Chinese loess. – Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci., 81, 263-288.

- MIENERT, J., (1991): Berichte über die Fahrten des Hamburger Forschungsschiffes Valdivia 1991, Valdivia-Fahrt Nr. 112, Geophysikalische (B1) und biologische (A1) in der Norwegischen See.
- MIENERT, J., und KENYON, N. H., (1992): GLORIA studies of the east Greenland continental margin between 70° and 80° north. – Fahrtbericht, Kiel 1992.
- MIENERT, J. und BOBSIEN, M., (1992): Furrowed sediment waves on the Barents Sea continental slope. Workshop: Sediment waves and sediment drifts: Monitors of global change in deep water circulation. – ICP, 1992, Kiel.
- MIENERT, J., KENYON, N. H., THIEDE, J., und HOLLENDER F.-J., (1993): Physiography of Polar Continental Margins: Gloria Studies off East Greenland from 70° to 80° North. – Eos, im Druck.
- MITCHELL, N. C., und SOMERS, M. L., (1989): Quantitative backscatter measurements with a long range side scan sonar. – Journal of Geophysics, 14, 368-374.
- SOMERS, M.L., CARSON, R.M., REVIE, J.A., EDGE, R.H., BARROW, B.J., und ANDREWS, A.G., (1978): GLORIA II - an improved long-range sidescan sonar. – Oceanology International 1978, Technical session J. London, BPS Exhibitions LTD., 16-24.
- SUESS, E. und ALTENBACH, A. V., (1992): Europäisches Nordmeer, Reise Nr. 17, 15.Juli-29.August 1991. – Meteor-Berichte Nr. 92-3.
- VORREN, T.O., LEBESBYE, E., ANDREASSEN, K., und LARSEN, K.-B., (1989): Glacigenic sediments on a passive continental margin as exemplified by the Barents Sea. – Mar. Geol., 85, 251-272.
- WIEDERHOLD, H., (1986): Bestimmung der Absorption seismischer Wellen aus vertikalen seismischen Profilen. – Dissertation, Kiel 1986.

Tätigkeitsbericht TP B2 1991-92-93

Thema des Teilprojekts:

GESCHICHTE DER BODEN- UND OBERFLÄCHENWASSERMASSEN

Teilprojektleiter: A. Altenbach, M. Sarnthein,

Mitarbeiter: H. Bauch, R. Botz, H. Erlenkeuser, F.W. Haake, R. Henrich, S. Jung, H.

Kassens, S. Locker, G.F. Lutze, S. Nees, U. Pflaumann, C. Samtleben, H. Schulz, U. Struck, J.

Thiede, M. Weinelt, H. Willkomm, R. Zahn.

**GESCHICHTE DER OBERFLÄCHEN- UND BODENWASSERMASSEN IM
NÖRDLICHEN NORDATLANTIK - EIN ÜBERBLICK****Zusammenfassung**

Basierend auf einem Satz von über 200 Oberflächen-Sedimentproben und rund 100 Tiefseekernen werden quantitative und semiquantitative ozeanographische Proxydaten (=Näherungswerte) aus mehreren Jahren Forschungsarbeit zusammengefaßt, um in einer ersten Übersicht den Stand der Kenntnisse über die Paläoozeanographie des nördlichen Nordatlantiks (50-80°N) im Jungquartär darzulegen. Planktonforaminifern erwiesen sich im Rezenten wie im Fossilen - hier besonders die Gattung *Beella* - als zuverlässige Anzeiger für Temperaturen und Oberflächenströmungen, Benthosforaminifern als Sensoren für örtliche C-Flußraten und Bodenströmungen. Auf dem Gebiet der hochauflösenden O-Isotopenstratigraphie und AMS-C14-Datierung wurde zum Teil in neue Dimensionen vorgestoßen, bis hin zur Identifizierung kurzfristiger Schmelzwasserepisoden im Bereich von hunderten Jahren. Allerdings wird hier die noch unbekannte Rolle der Bioturbation zu einem wachsenden Problem. Mit Hilfe dieser Feinstratigraphie ließen sich mehrere Arten von paläoozeanographischen Proxydaten aus Isotopenwerten und Mikrofossilgruppen für eine Vielzahl von Zeitscheiben (synoptische Zeitintervalle) quer über das Untersuchungsgebiet räumlich erfassen. Damit konnten die Zuflüsse zum, und die Strömungsmuster im Nordmeer großräumig neu definiert werden, um alternative Zirkulations-Modelle zu überprüfen, so zum Beispiel für das Letzte Glaziale Maximum (LGM) und diverse Schmelzwasserepisoden. Wenn sich auch bereits zeigt, daß die Schmelzwasserepisoden in einem deutlichen zeitlichen Zusammenhang mit den Dansgaard-Oeschger-Ereignissen der Eiskerne stehen, so bleiben die Ursachen für diese extrem schnellen Klima-Umschwünge bisher ungeklärt. Konträr blieben weiterhin auch die Modelle über den antiästuarinen oder ästuarinen Tiefenwasseraustausch zwischen Nordmeer und Atlantik im LGM und über den Umfang der eiszeitlichen Meereisdecke. Südlich von Island wurde hingegen die

Geschichte der Bodenwassererneuerung für den Eiszeitzyklus der letzten 30 000 Jahre weitgehend geklärt.

1. Einleitung

Im Rahmen der Arbeiten von TP-B2 wird die Variabilität der Wassermassen des Europäischen Nordmeers rekonstruiert.

Trotz seiner relativ kleinen Ausmaße bildet dieses Meer ein entscheidendes Glied im globalen ozeanischen Wasser- und Spurenstoffkreislauf. Im subarktischen und arktischen Atlantik entsteht nämlich ein wesentlicher Teil der ozeanischen Tiefenwassermassen (KOLTERMANN, 1987). Sie bilden sich aus warmem und ungewöhnlich salzreichem Oberflächenwasser, das aus dem offenen Atlantik in zyklonischen Wirbeln in das Nordmeer einströmt und dort durch katabatische Kaltluft aus Grönland schockartig abgekühlt wird (Abb. B2-1). Dabei bilden sich an der Oberfläche scharfe ozeanische Fronten. Zugleich nimmt die freiwerdende Wärme Einfluß auf marine und terrestrische Eisrandlagen, speziell auf das Klima in Nordwest-Europa. Die abgekühlten Wassermassen bilden zunächst neben den Tiefenwassermassen, die aus der Arktis von Norden her zufließen, die Zwischen- und Tiefenwassermassen der Norwegisch-Grönländischen See (AAGAARD et al., 1985). Von dort aus fließen sie über die Dänische Straße und den Färöer Kanal in den Atlantik und bilden dort den Kern des Nordatlantischen Tiefenwassers NADW, eine zentrale Komponente im sogenannten "Salzförderband" (STOMMEL, 1961; ROTH, 1982; BROECKER & PENG, 1989). Dieses System ist offenbar kurzfristig (DICKSON et al., 1990) wie langfristig (DUPLESSY et al., 1988; SARNTHEIN et al., 1993) instabil. Daraus resultieren unter anderem massive Änderungen im globalen Fluß von CO₂ und Nährstoffen, aber auch in der albedo-wirksamen zirkumatlantischen Meereisdecke (STOCKER & WRIGHT, 1991).

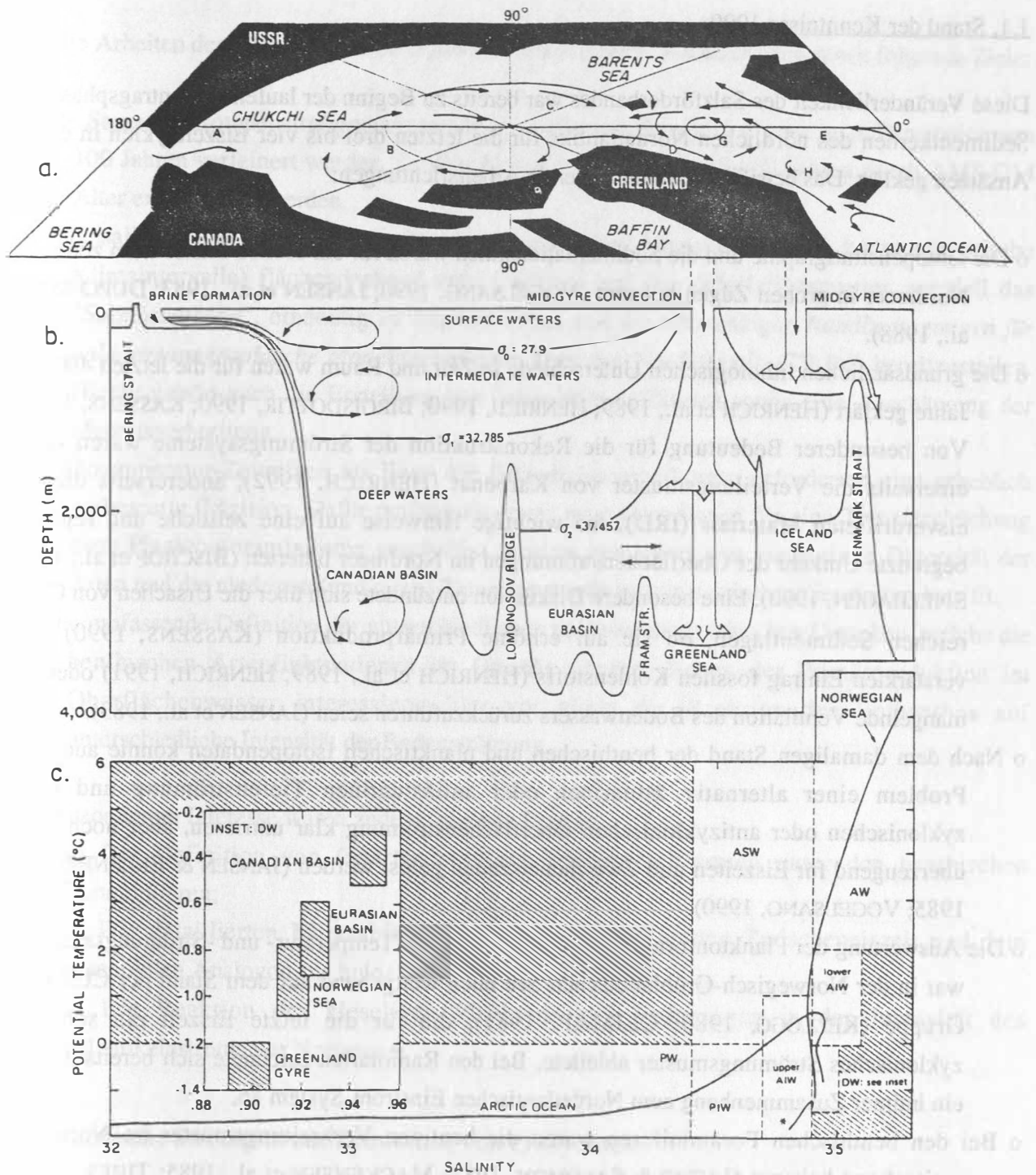


Abb. B2-1 Oberflächen- und Tiefenzirkulation in der Norwegisch-Grönländischen See (AAGARD et al., 1985).

1.1. Stand der Kenntnisse 1990

Diese Veränderlichkeit des Salzförderbandes war bereits zu Beginn der laufenden Antragsphase aus Sedimentkernen des nördlichen Nordatlantiks für die letzten drei bis vier Eiszeitzyklen in ersten Ansätzen geklärt. Das betrifft vor allem folgende Arbeitsrichtungen:

- o Die Isotopenstratigraphie und die Sedimentationsraten waren für ein breites Transekt im zentralen Nordmeer in groben Zügen bekannt (VOGELSANG, 1990; JANSEN et al., 1983; DUPLESSY et al., 1988).
- o Die grundsätzlichen lithologischen Unterschiede in Zeit und Raum waren für die letzten 400 000 Jahre geklärt (HENRICH et al., 1989; HENRICH, 1990; BIRGISDOTTIR, 1990; KASSENS, 1990). Von besonderer Bedeutung für die Rekonstruktion der Strömungssysteme waren dabei einerseits die Verteilungsmuster von Karbonat (HENRICH, 1992), andererseits die des eisverdrifteten Materials (IRD), die wichtige Hinweise auf eine zeitliche und regional begrenzte Umkehr der Oberflächenströmungen im Nordmeer lieferten (BISCHOF et al., 1990; SPIELHAGEN, 1990). Eine besondere Diskussion entzündete sich über die Ursachen von Corg-reichen Sedimentlagen, ob sie auf erhöhte Primärproduktion (KASSENS, 1990) oder verstärkten Eintrag fossilen Kohlenstoffs (HENRICH et al., 1989; HENRICH, 1991) oder auf mangelnde Ventilation des Bodenwassers zurückzuführen seien (JANSEN et al., 1983).
- o Nach dem damaligen Stand der benthischen und planktischen Isotopendaten konnte auch das Problem einer alternativ ästuarinen oder antiästuarinen Tiefenströmung und einer zyklonischen oder antizyklonischen Oberflächenströmung klar umrissen, aber noch nicht überzeugend für Eiszeiten und Zwischeneiszeiten gelöst werden (JANSEN & ERLLENKEUSER, 1985; VOGELSANG, 1990).
- o Die Auswertung der Planktonforaminiferenarten für Paläo-Temperatur- und -Strömungsanalysen war in der Norwegisch-Grönländischen See noch weitgehend auf dem Stand der CLIMAP-Gruppe (KELLOGG, 1980; CLIMAP, 1981), die für die letzte Eiszeit ein schwach zyklonisches Strömungsmuster ableitete. Bei den Radiolarien zeichnete sich bereits damals ein intimer Zusammenhang zum Nordatlantischen Einstrom-System ab.
- o Bei den benthischen Foraminiferen waren die heutigen Verbreitungsmuster im Nordmeer weitgehend bekannt (LUTZE & SALOMON, 1987; MACKENSEN et al., 1985; THIES, 1990). Außerdem gab es erste Informationen über die Nahrungs- und Habitatpräferenzen einzelner Arten, voran über *C. wuellerstorfi* als epibenthischem Suspensionsfresser (LUTZE & THIEL, 1989). Für Stadium 5 war darüber hinaus der stratigraphische Leitwert von *Pullenia bulloides* bekannt. Ferner war für das Wärmeoptimum von Stadium 5.5 bereits ein erster Beleg für einen Jüngere-Dryas-artigen Kälteeinbruch bekannt (HAAKE & PFLAUMANN, 1989).

Für die Arbeiten der letzten 2-3 Jahre ergaben sich aus diesem Kenntnisstand somit folgende Ziele:

1. Die Sauerstoffisotopenstratigraphie mußte im Auflösungsbereich auf eine neue Dimension von 100 Jahren verfeinert werden, darüber hinaus in den letzten 40 000 Jahren durch AMS-C14 Alter exakt datiert werden.
2. Paläosalinität und Paläodichte sollten in ausgewählten "Zeitscheiben" (= kurze synoptische Klimaintervalle) flächendeckend erfaßt werden, um die Zirkulationsmuster, speziell das "Salzförderband", eindeutig zu rekonstruieren und die notwendigen *Randbedingungen für paläoozeanographische Modellrechnungen* über den Nordatlantik (TP-B4) bereitzustellen. Hierzu gehört auch die Erstellung von Paläo-Nährstoffkarten sowie eine Abschätzung der Meereisverbreitung.
3. Paläotemperatur-Zeitreihen als Basis für Paläodichteverteilungen erforderten eine erheblich verbesserte Präzision. Dafür mußten als erstes neue Grundlagen für eine Transfergleichung nach Planktonforaminiferen geschaffen werden, besonders was die geringe Diversität der Arten und die niedrigen (und raren) Temperaturmeßwerte in arktischen Gewässern betrifft.
4. Eine umfassende Definition der unterschiedlichen paläoozeanographischen Ursachen, welche die benthischen Artenfluktuationen im Quartär steuern. Neben der Primärproduktion im Oberflächenwasser interessierte hier vor allem die Reaktion des Epibenthos auf unterschiedliche Intensität der Bodenströmung.

Von besonderem Interesse waren zudem folgende Fragen:

- a) Die Definition von (quartär-)stratigraphischen Leitformen unter den benthischen Foraminiferen;
- b) Die detaillierten Klimaabläufe in Stadium 5, der letzten Zwischeneiszeit und dem potentiellen Analogon zur holozänen Warmzeit;
- c) Die Reaktion des kieseligen Planktons auf Änderungen in der Intensität des Atlantikeinstroms vor Norwegen;

2. Methodische Strategien zur Ermittlung von Proxydaten

Die Rekonstruktion der physikalischen Strömungsmuster, chemischen Austauschvorgänge im Zusammenhang mit dem Salzförderband und der resultierenden Artenmuster von Plankton und Benthos stützte sich zum einen auf ein breites und bewährtes Arsenal von Methoden, um Proxydaten (=Näherungswerte) zu ermitteln. Sie sind in Abb. B2-2 als Schema zusammengefaßt.

PALÄO- Meß- und Zählwerte	Temperaturen ¹	Salinität ²	Dichte, incl. Schmelz- wasserereignisse ³	Durchlüftung ⁴	Durchlüftung und CO ₂ - Kreislauf ⁵	Dichte, mit Eisvolumen Temperatur, Salinität ⁶	Strömungsintensität und -richtung ⁷	Nährstoff-Fluß in das Benthos ⁸	physikalisches Alter Feinstratigraphie ⁹
	Oberflächenwasser			Tiefenwasser				Alter	
Artengemeinschaften planktischer Foraminiferen	○								
U ₃₇ ^K -Werte	○								
δ ¹⁸ O Planktonforaminiferen	○								
δ ¹³ C Planktonforaminiferen				○					
δ ¹³ C benthische Suspensionsfresser					○				
δ ¹⁸ O benthische Foraminiferen						□			
epibenthische Foraminiferen in Zeitscheiben kartiert							□		
Artengemeinschaften benthischer Foraminiferen								□	
AMS ¹⁴ C - Alter									○
SPECMAP-Eichung der δ ¹⁸ O - Kurve									○

○ quantitative Näherungswerte □ abgeleitete Werte; in der jetzigen Antragsphase erstmals ermittelt

¹ Pflaumann et al. (1993)⁵ Zahn et al. (1986)² Duplessy et al. (1991)⁶ Labeyrie et al. (1992), Shackleton (1974)³ Labeyrie et al. (1992)^{7,8} Struck (1992), Altenbach (1992)⁴ Johannessen et al. (1993)⁹ Martinson et al. (1987)

Abb. B2-2 Ableitung von paläoozeanographischen Proxydaten aus isotopischen und geochemischen Meßwerten sowie planktisch/benthischen Zählwerten. Methodische Einzelheiten siehe zitierte Quellen.

Darüber hinaus ist es der Kieler Arbeitsgruppe gelungen, *neue und verbesserte methodische Ansätze* zur Lösung der folgenden Fragen zu etablieren (Abb. B2-2):

- 1.) Die Paläo-Dichtewerte der Oberflächen- und Tiefenwässer wurden nach dem Ansatz von LABEYRIE et al. (1992) errechnet (WEINELT, 1993);
- 2.) Die O-Isotopen-Stratigraphie wurde durch engständige AMS-C14-Datierung und durch Adjustierung der C14-Alter an eine kalendarische (U/Th)-Zeitskala verfeinert (SARNTHEIN et al., 1992, WEINELT, 1993);
- 3.) Die neue "Modern Analogue Technique (MAT)" (HUTSON, 1980) wurde erstmals auf Plankton-Foraminiferen Proben aus der Norwegisch-Grönländischen See inklusive ganzjährig eisbedeckter Gebiete mit eingesetzt (PFLAUMANN et al., 1993);
- 4.) Die Trennung von Tot- und Lebendformen der benthischen Foraminiferen, eine unabdingbare Voraussetzung für jede rezente Formenanalyse, wurde auf eine verlässliche Grundlage gestellt und die Fehlerbreite klar definiert (LUTZE & ALTENBACH, 1991);

Insgesamt wurden auf diese Weise von unserer Kieler Arbeitsgruppe bisher über 200 Oberflächenproben und ca. 60 Tiefseekerne auf isotopische und mehrere andere Parameter hin bearbeitet. Zudem wurden unsere isotopischen und planktonfaunistischen Daten durch Werte von ca. 40 Kernen der Arbeitsgruppen in Gif, Bergen und Woods Hole erweitert, so daß nunmehr ein bisher einmaliger Satz von paläoozeanographischen Daten für die Rekonstruktion von Zeitscheiben in dem relativ kleinen Seegebiet des Europäischen Nordmeeres zur Verfügung steht. Hinzu kommen noch Paläotemperaturkurven für drei Kerne, die auf der neuen biochemischen U^{k37} -Technik beruhen und von der Arbeitsgruppe Bristol freundlicherweise zur Verfügung gestellt wurden.

3. Ergebnisse

3.1. Rezente benthische Foraminiferen: Steuerung der Verbreitungsmuster

Seit über 20 Jahren wird versucht, die räumlich-zeitlichen Variationen benthischer Foraminiferenarten mit unterschiedlichen Eigenschaften der ozeanischen Wassermassen in ursächliche Verbindung zu bringen. In jüngerer Zeit setzte sich zunehmend die Ansicht durch, daß die Nährstoffversorgung des Benthos ein zentraler Faktor sei (LUTZE, 1980; LUTZE et al., 1986; MILLER & LOHMANN, 1982; GOODAY, 1988). Ursprünglich wurde diese Nährstoffversorgung direkt mit der örtlichen Primärproduktion (u.a. ALTENBACH, 1988) oder mit dem organischen Kohlenstoffgehalt (u.a. LUTZE & COULBOURN, 1984) korreliert. Diese Korrelationen zeigten jedoch immer nur eine regionale und bathymetrisch beschränkte Gültigkeit, konnten zum Beispiel nicht recht auf die Verhältnisse am Mittelozeanischen Rücken oder in hohen Breiten übertragen werden.

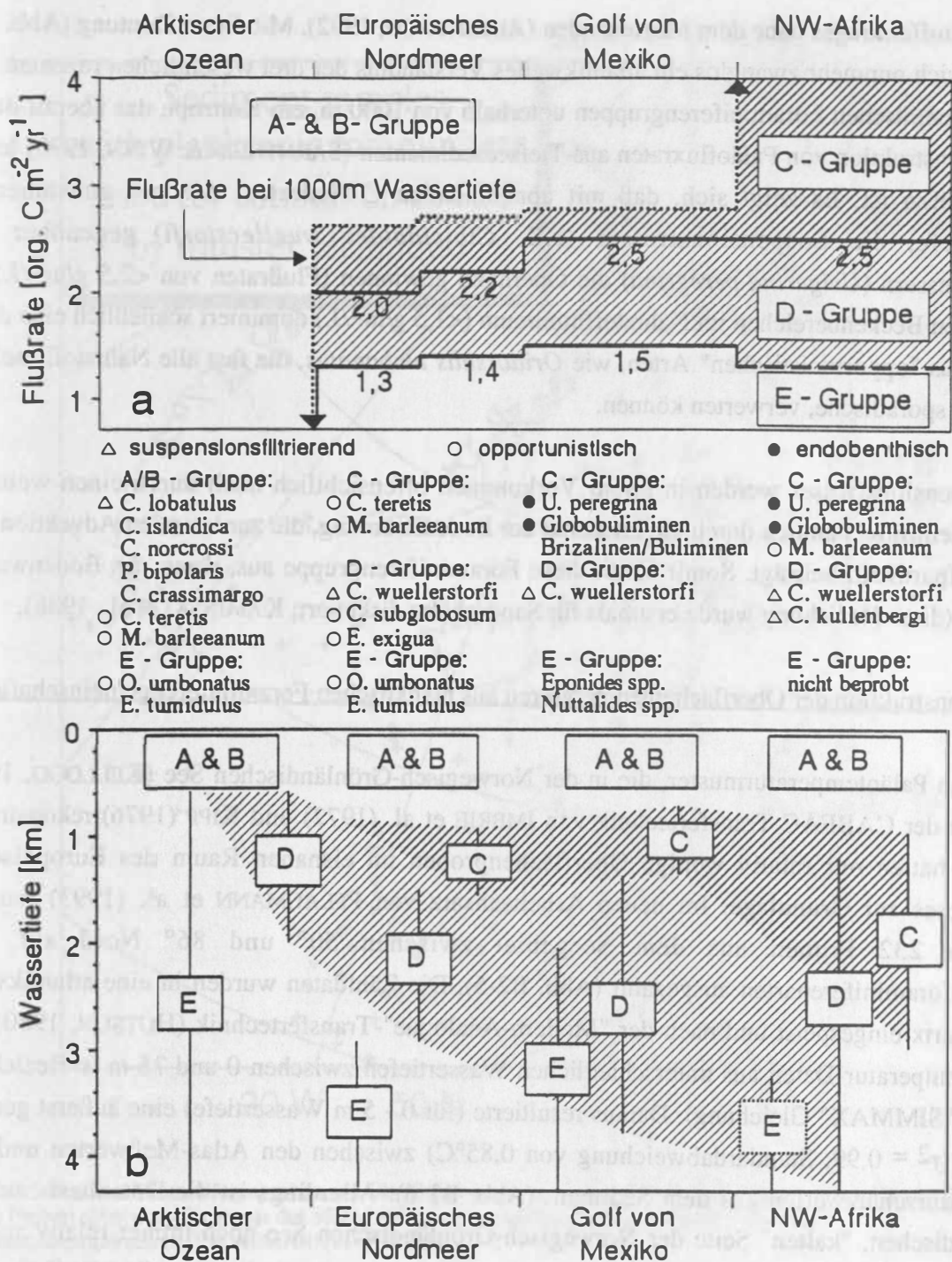


Abb. B2-4: Zonierung der benthischen Foraminiferengruppen nach C-Flußraten (a) und Wassertiefe (b) im Atlantik und Arktischen Ozean (modifiziert aus ALTENBACH, 1992)

Die neuerliche Synthese der detailliert belegten benthischen Verbreitungsmuster im Europäischen Nordmeer und der Arktis (Abb. B2-3) sowie deren Vergleich mit den Verbreitungsmustern vor Westafrika führten zur eigentlich "trivialen" Einsicht, daß diese Muster gar nicht mit der Primärproduktion oder den Kohlenstoffkonzentrationen im Sediment in Beziehung gesetzt werden können. Vielmehr sind sie notwendig ein Ausdruck der örtlichen Kohlenstoffflußraten und damit

des Nährstoffeintrages nahe dem Meeresboden (ALTENBACH, 1992). Mit dieser Deutung (Abb. B2-4) ergibt sich nunmehr zwanglos ein atlantikweites Verständnis der drei wesentlichen rezenten und fossilen benthischen Foraminiferengruppen unterhalb von 1000 m, ein Konzept, das überall durch eine Rekonstruktion von Paläofluxraten aus Tiefseesedimenten (SARNTHEIN & WINN, 1990) leicht nachzuprüfen ist. Es zeigt sich, daß mit abnehmenden C-Flußraten, d.h. mit zunehmender Wassertiefe, die Suspensionsfresser (z.B. *Cibicidoides wuellerstorfi*) gegenüber den Detritusfressern (*Uvigerina peregrina*) die Oberhand gewinnen (Flußraten von $<2,5 \text{ g/m}^2/\text{J.}$); in den tiefsten Beckenbereichen im Nährstoffminimum ($<1,5 \text{ g/m}^2/\text{J.}$) dominiert schließlich eine dritte Gruppe aus "opportunistischen" Arten, wie *Oridorsalis umbonatus*, die fast alle Nährstoffquellen, auch sehr sporadische, verwerten können.

Die Suspensionsfresser werden in ihrem Vorkommen offensichtlich noch durch einen weiteren Faktor beeinflusst, nämlich durch die Intensität der Bodenströmung, die zur lateralen Advektion von Nährstoffpartikeln beiträgt. Somit bleibt diese Foraminiferengruppe aus, wenn das Bodenwasser stagniert (diese Beziehung wurde erstmals für Sandschaler diskutiert; KAMINSKI et al., 1988).

3.2. Rekonstruktion der Oberflächentemperaturen aus planktischen Foraminiferengemeinschaften

Die ersten Paläotemperaturmuster, die in der Norwegisch-Grönländischen See (KELLOGG, 1980) mit Hilfe der CABFAC Transfertechnik von IMBRIE et al. (1972) und KIPP (1976) rekonstruiert wurden, hatten nur relativ wenige Oberflächenproben im eisnahen Raum des Europäischen Nordmeeres zur Grundlage. Im neuen Arbeitsansatz von PFLAUMANN et al. (1993) wurden nunmehr 232 Proben aus dem Seegebiet zwischen 50° und 86° Nord auf ihre Planktonforaminiferenarten ausgezählt (Abb. B2-5). Die Zählraten wurden in eine atlantikweite Datenmatrix eingespeist und nach der "Modern-Analogue"-Transfertechnik (HUTSON, 1980) mit Levitustemperatur-Daten aus unterschiedlichen Wassertiefen zwischen 0 und 75 m in Beziehung gesetzt ("SIMMAX" Gleichung). Daraus resultierte (für 0 - 5 m Wassertiefe) eine äußerst geringe Varianz ($r^2 = 0,99$; Standardabweichung von $0,85^\circ\text{C}$) zwischen den Atlas-Meßwerten und den Temperaturschätzwerten aus dem Sediment (Abb. B2-6). Allerdings ist die Datenbasis auf der Grönländischen, "kalten" Seite der Norwegisch-Grönländischen See noch immer relativ schmal (Abb. B2-5). Vergleichsweise errechnete Transfer-Temperaturen nach der alten CABFAC-Technik erbrachten bei Proben aus dem Kaltbereich eine ungewöhnliche Häufung von "Ausreißerwerten".

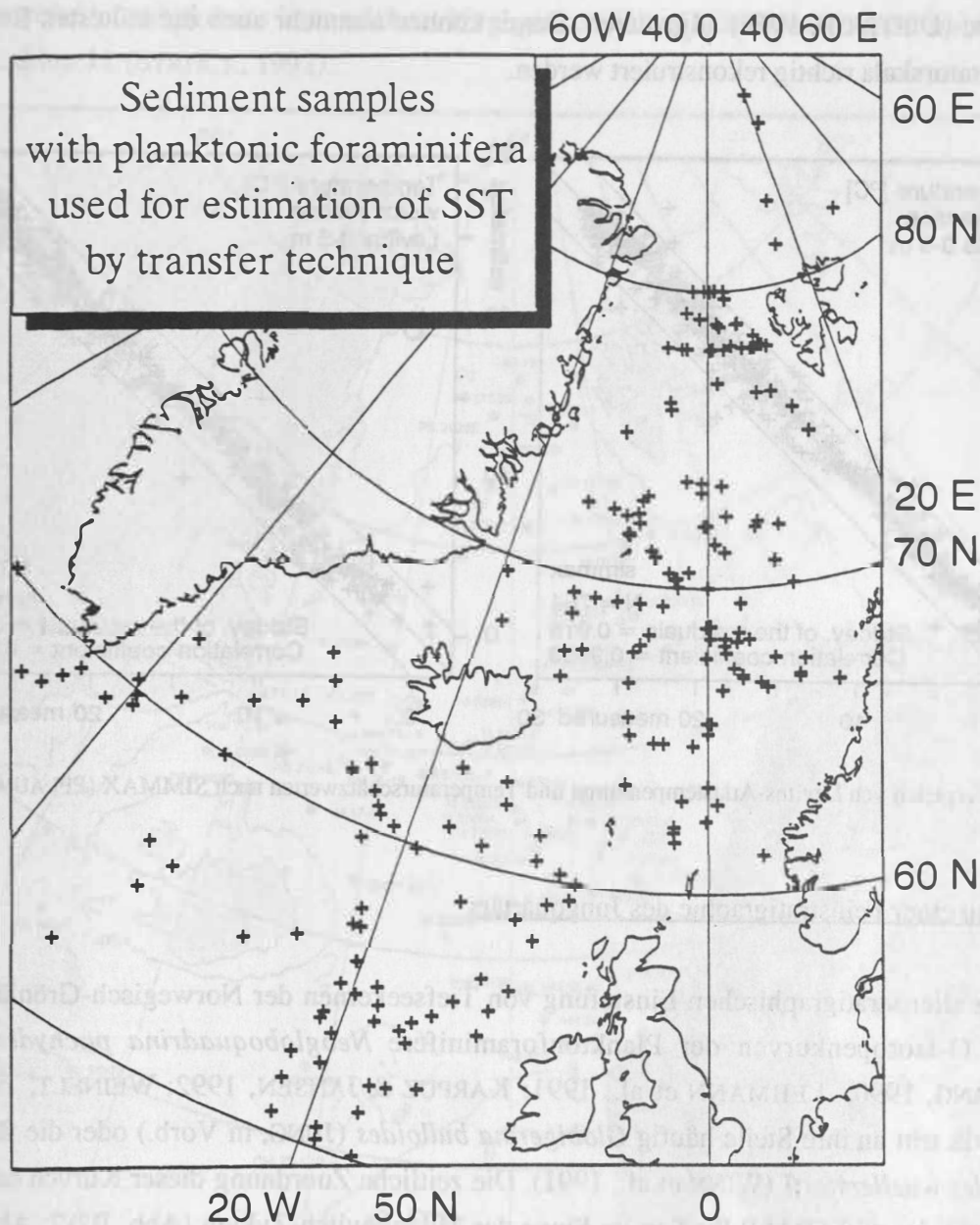


Abb. B2-5 Planktonforaminiferenproben aus Oberflächensedimenten des Nördlichen Nordatlantiks. Die Zählraten aus diesen Proben dienen als Eichbasis der SIMMAX-Transfergleichung zur Ermittlung von Paläo-Oberflächentemperaturen (PFLAUMANN et al., 1993).

Für beide Techniken ergab sich schließlich ein noch ungelöstes Problem aus den Levitus-Temperatursätzen des Nordmeeres, die die Eichbasis der Transferformel bilden. Im Levitus-Atlas sind nämlich die großräumig gemittelten Sommertemperaturen in Eisrandnähe mit 2,5-4,0°C an der Oberfläche sicher zu hoch angegeben. Setzt man diese Temperaturwerte in 3D-Strömungsmodelle ein, so würde damit selbst der Ostgrönlandstrom unterdrückt (SEIDOV et al., in Vorb.). Eine Verbesserung dieser Eichbasis ergibt sich aus den zur Zeit laufenden Arbeiten der modellierenden Kollegen in Kiel, (SEIDOV et al., in Vorb.), die die Levitus-Mittelwerte an reale Meßwerte vor

Ostgrönland (DIETRICH, 1969) adjustieren. Damit können nunmehr auch die kältesten Endglieder der Temperaturskala richtig rekonstruiert werden.

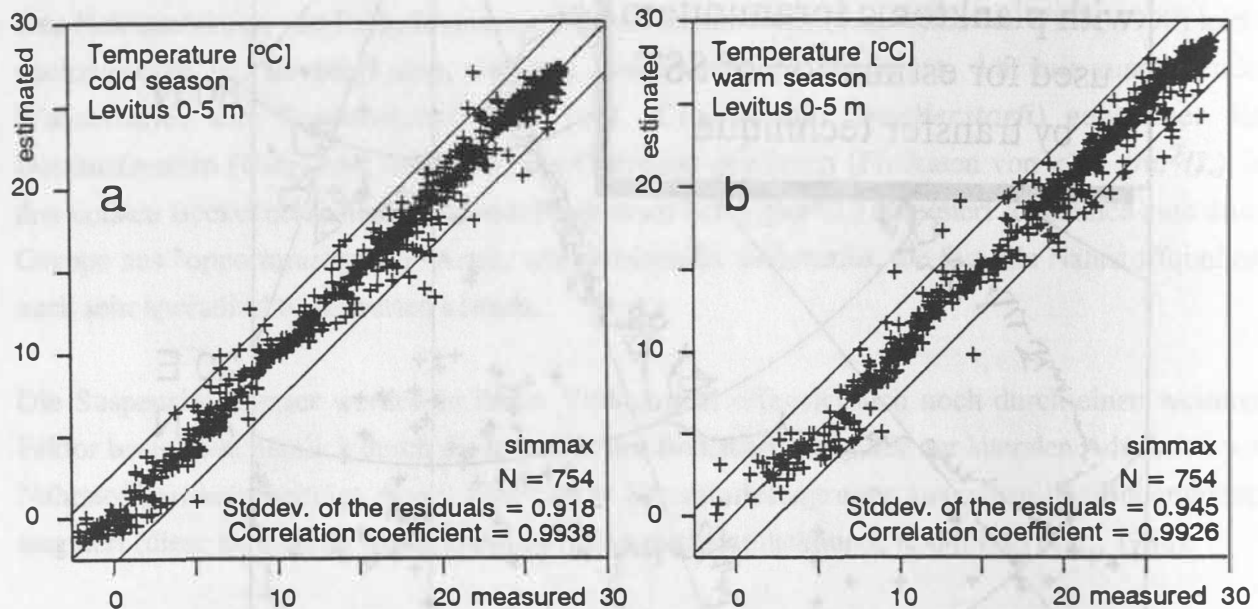


Abb. B2-6 Vergleich von Levitus-Atlas temperaturen und Temperaturschätzwerten nach SIMMAX (PFLAUMANN et al., 1993).

3.3. Aufbau einer Feinstratigraphie des Jungquartärs

Grundlage aller stratigraphischen Einstufung von Tiefseekernen der Norwegisch-Grönländischen See sind O-Isotopenkurven der Planktonforaminifere *Neoglobobulimina pachyderma* (sin) (VOGELSANG, 1990; LEHMANN et al., 1991; KARPUZ & JANSEN, 1992; WEINELT, 1993;); im Nordatlantik tritt an ihre Stelle häufig *Globigerina bulloides* (JUNG, in Vorb.) oder die Benthosart *Cibicidoides wuellerstorfi* (WINN et al., 1991). Die zeitliche Zuordnung dieser Kurven erfolgte im Einklang mit den SPECMAP Stadien im Sinne der Milankovitch-Zyklen (Abb. B2-7; Abb. B2-8). Insgesamt wurden auf diese Weise ca. 60 Kerne in Kiel datiert. Hinzu kommen ca. 40 Kerne von Kollegen im Ausland.

Darüber hinaus gelang es, mit Leitformen der benthischen Foraminiferen diverse Klimastadien exakt stratigraphisch zu kennzeichnen (Abb. B2-8). Ein erstes biostratigraphische Ereignis ist das Aussetzen von *Siphonotextularia* zum Ende von Stadium 2, nach einem kurzen Aufblühen an der Stadium 3/2-Grenze (STRUCK & NEES, 1991); ein zweites das Häufigkeitsmaximum von *Pullenia bulloides* in den Warmstadien 5 und 1 (HAAKE et al., 1992). Die subtropische Planktonforaminiferenart *Beella megastoma* markiert mit ihren kurzfristigen und seltenen Vorkommen die frühesten Stadien von Eiszeit-Terminationen (BAUCH, 1992). Generell ist die Epibenthosart *wuellerstorfi* auf die Warmzeiten beschränkt, die endobenthische Art

Globocassidulina subglobosa kennzeichnet hingegen mit ihrem Häufigkeitsmaximum sehr deutlich Warmstadium 11 (STRUCK, 1992).

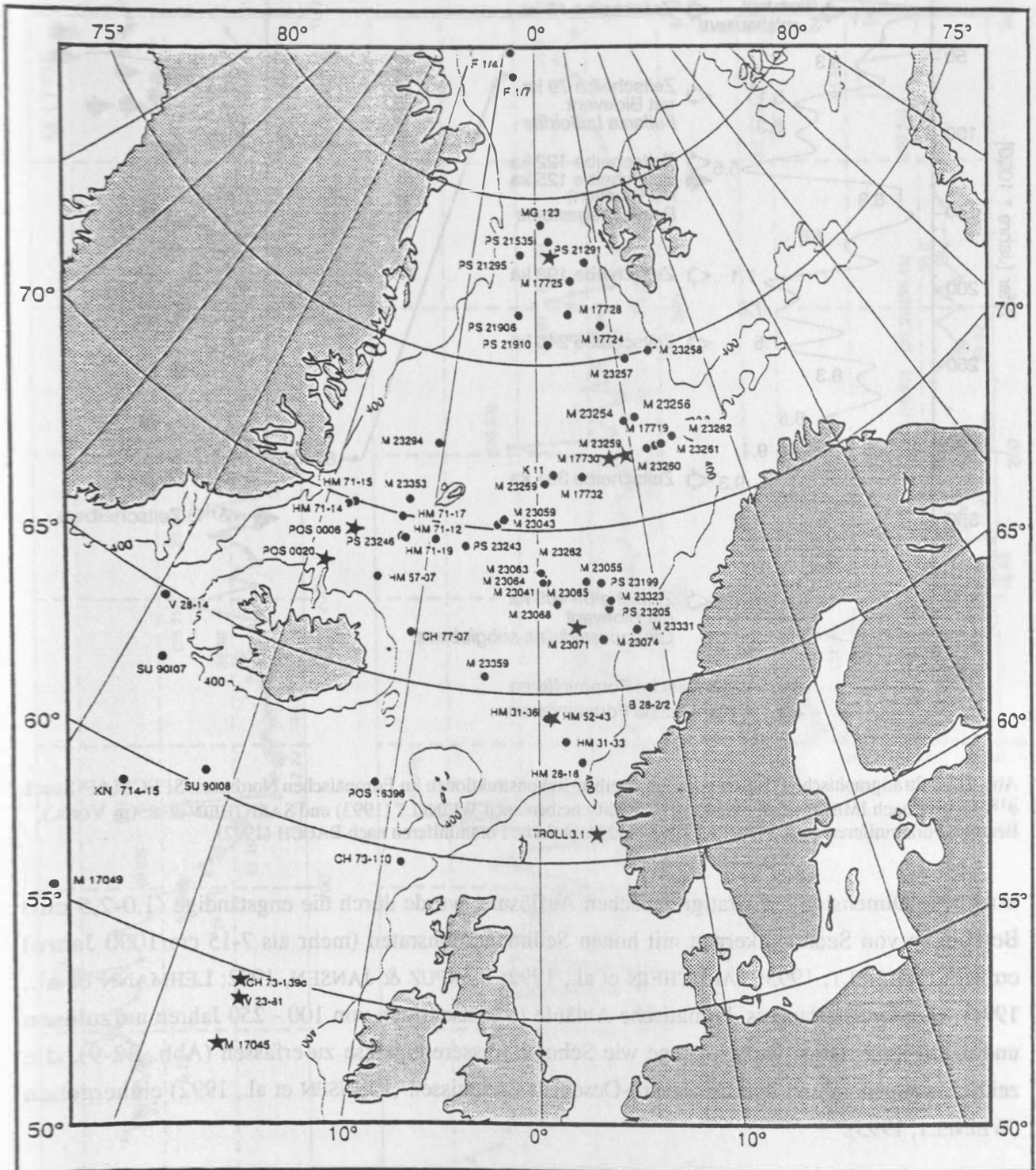


Abb. B2-7 Kernpositionen im Europäischen Nordmeer (s.a. Tab. B2-1). Sternchen bezeichnen Kerne mit AMS-C14-Datierungen. Von den etwa 100 Positionen stammen rund 60 von Kieler Expeditionen, 40 von Kollegen im Ausland.

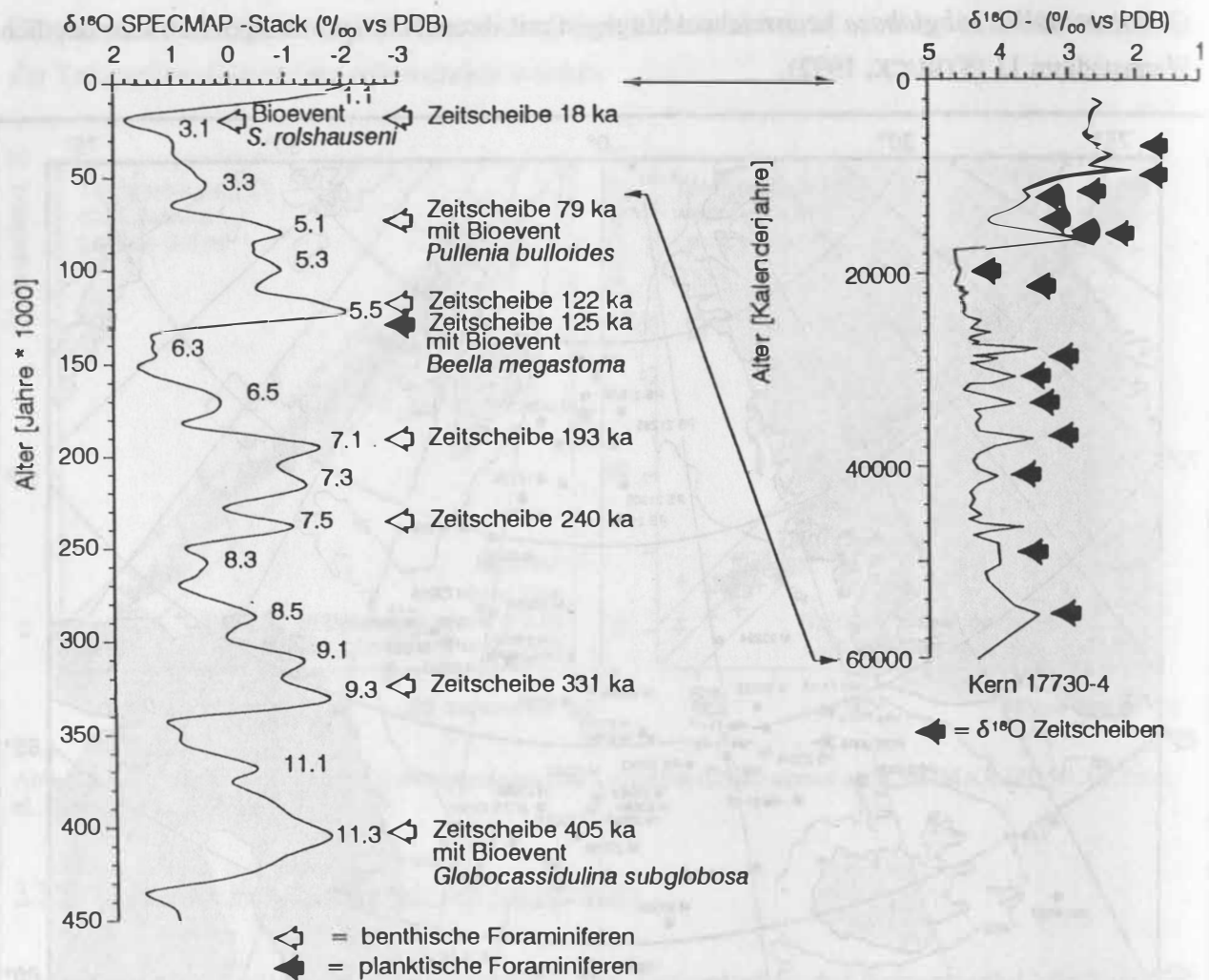


Abb. B2-8 Stratigraphische Position von Zeitscheiben-Rekonstruktionen im Europäischen Nordmeer. SPECMAP-Stack $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve nach IMBRIE et al. (1984). $\delta^{18}\text{O}$ -Zeitscheiben nach WEINELT (1993) und SARNTHEIN et al. (in Vorb.), Benthos-Foraminiferen nach STRUCK (1992) und planktische Foraminiferen nach BAUCH (1992).

Eine neue Dimension der stratigraphischen Auflösung wurde durch die engständige (1,0-2,5 cm) Beprobung von Sedimentkernen mit hohen Sedimentationsraten (mehr als 7-15 cm/1000 Jahre) erreicht (WEINELT, 1993; SARNTHEIN et al., 1992; KARPUZ & JANSEN, 1992; LEHMANN et al., 1991). Hierdurch gelang es, klimatische Abläufe in Zeitschritten von 100 - 250 Jahren aufzulösen und damit kurzfristige Umschwünge wie Schmelzwasserereignisse zu erfassen (Abb. B2-9), die zeitlich weitgehend mit den Dansgaard-Oeschger Ereignissen (JOHNSON et al., 1992) einhergehen (WEINELT, 1993).

Diese feinstratigraphische Auflösung wurde für die überregionale Korrelation durch ein engmaschiges Netz von insgesamt 12, zum Teil engständig AMS-C14-datierten Kernprofilen gestützt (Abb. B2-7 und B2-9; 6 der 12 datierten Kerne stammen von Kollegen im Ausland).

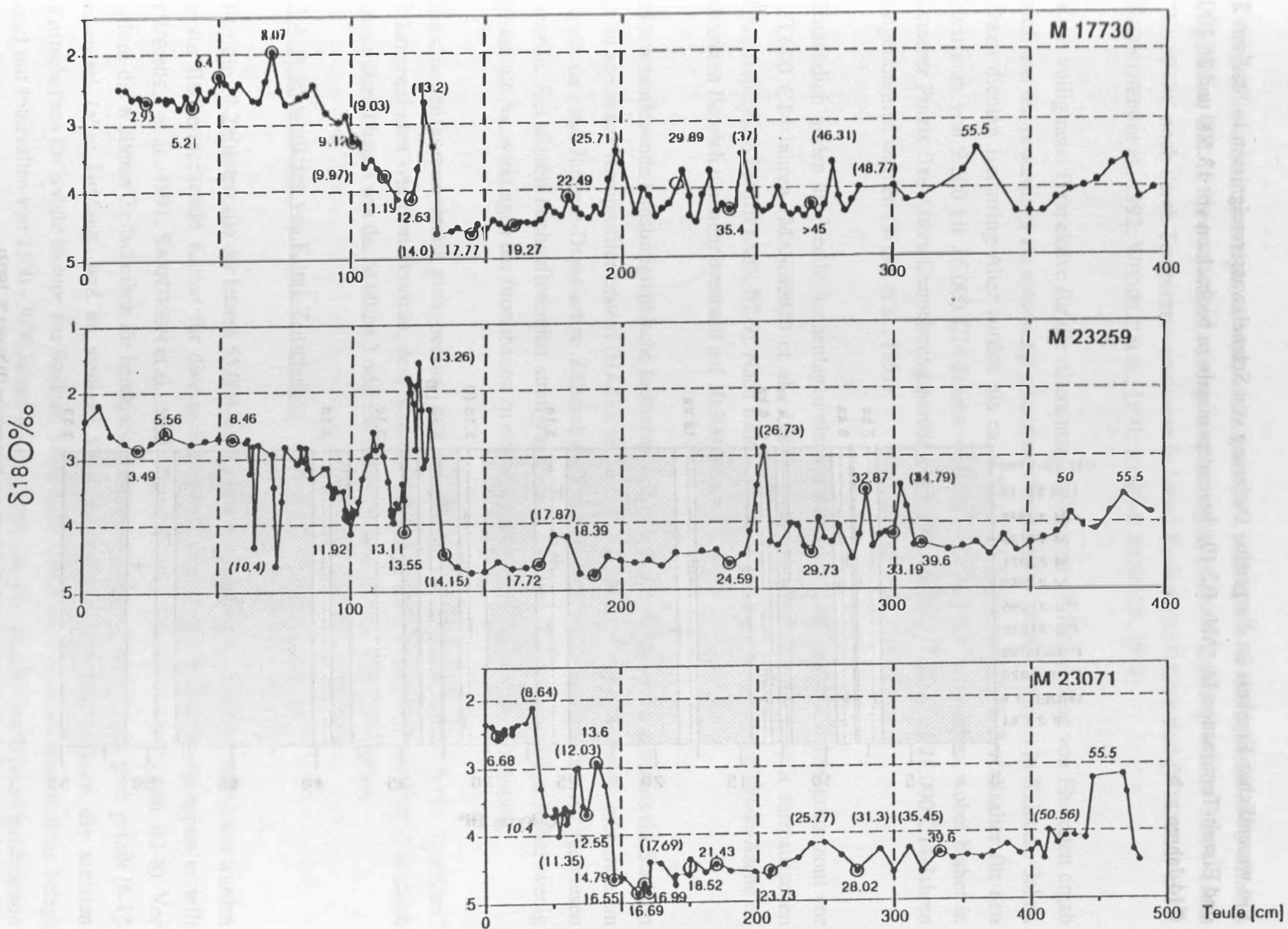


Abb. B2-9: O-Isotopenkurven von Meteoriten M 17730, 23071 und 23259 mit AMS-C14-Datierungen (eingekreiste Punkte) gemessen am CNRS-Tandronlabor in Gif-sur-Yvette (VOGELANG, 1990; SARNTHAIN et al., 1992; WEINELT, 1993).

Ein wesentliches Ergebnis ist die genaue Datierung von Schmelzwasserereignissen in Stadium 3 und Eiszeit-Termination IA (Abb. B2-10), besonders massiv zu beobachten vor 13.500 und 26.100 C14-Jahren v. h.

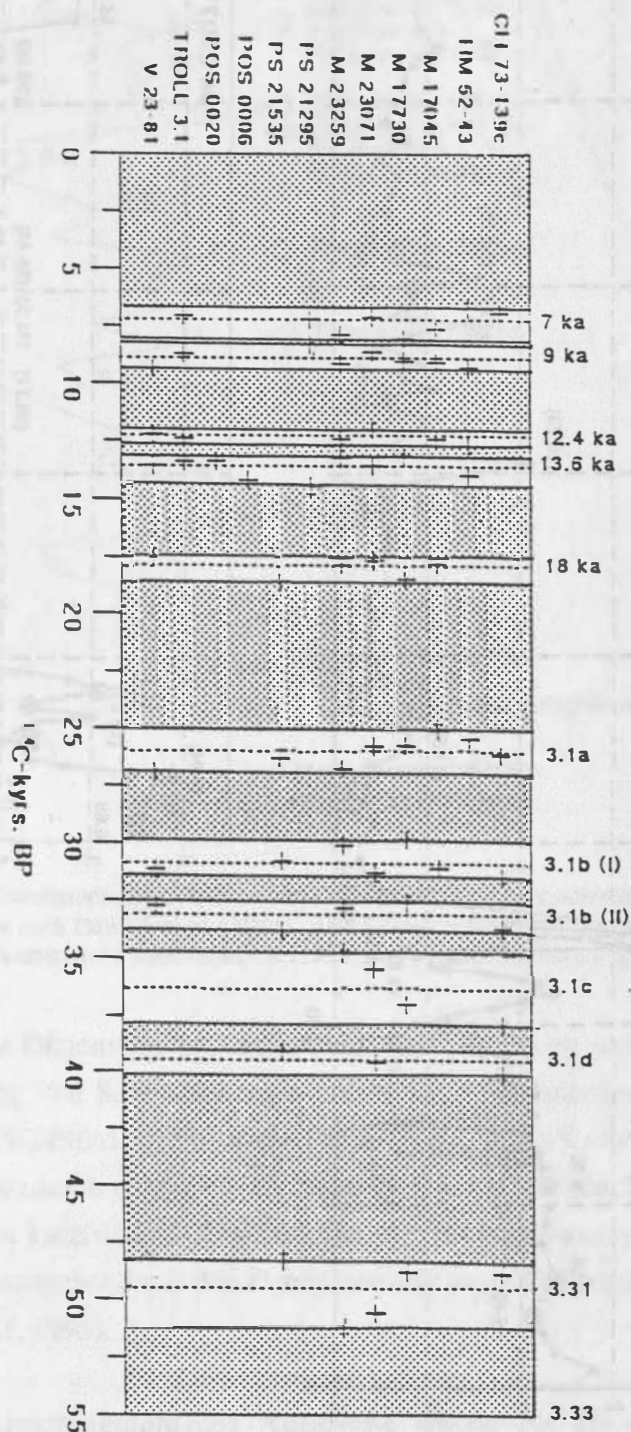


Abb. B2-10 Bandbreite der Datierung von Schmelzwasser-Ereignissen (WEINELT, 1993)

Solche Schmelzwasserereignisse werden aus extremen und sehr kurz anhaltenden $\delta^{18}\text{O}$ -Minima abgeleitet, die in ihrer Größenordnung und stratigraphischen Stellung weder durch einen "Eiseffekt" noch durch Temperaturvariationen in hohen Breiten zu erklären sind (WEINELT, 1993; SARNTHEIN et al., 1992; WEINELT et al., 1991; JONES & KEIGWIN, 1989).

Eine völlig neue Perspektive für die Altersinterpolation und die Berechnung von Fluxraten ergab sich aus der neuerdings als notwendig erkannten Umrechnung von C14-Jahren in Kalender-Jahre. Dazu dienten Baumring-Alter zurück bis ca. 9.500 C14-Jahre und U/Th-Zerfallsalter für den Zeitraum von 9.500 bis 26.000 C14-Jahren = 10.500 - 29.500 Kalender-Jahre, wobei bisher in unserer Praxis fixe Alters-Umrechnungspunkte bei 9.100, 10.400, 13.100 und 26.000 C14-Jahren angenommen wurden (WINN et al., 1991).

Zusätzlich bilden die Vedde-Aschenlagen einen wichtigen stratigraphischen Bezugshorizont vor 10.600 C14-Jahren (MANGERUD et al., 1984), auch was die Korrelation mit terrestrischen Quartärprofilen betrifft (Abb. B2-9). Nach BARD (1993) rutscht das C14-Alter der Vedde-Asche im marinen Bereich nunmehr eventuell auf 10.300 Jahre.

Höchstauflösende feinstratigraphische Isotopenprofile wurden schließlich auch bereits für Stadium 5 an mehreren Kernprofilen erstellt (HAAKE et al., in Vorb.; Abb. B2-11), wodurch unter anderem erstmals eine Jüngere-Dryas-artige Kälteschwankung für das frühe Stadium 5.5 nachgewiesen wurde. Bei diesen hochauflösenden stratigraphischen Profilen werden allerdings bisher wenig bekannte Auswirkungen der Bioturbation zu einem wachsenden Problem für die Deutung.

Zusammenfassend stellt sich heraus, daß langfristig einer Reihe von relativ "stabilen" Klimaperioden wie dem Holozän, dem Stadium 5.5 und großen Teilen von Stadium 2 deutlich instabilere Phasen wie das Stadium 3 oder die Eiszeit-Terminationen gegenüberstehen.

3.4. Rekonstruktion von Klima-Zeitscheiben

Für die 17 Zeitintervalle der letzten 55.000 Jahre und 6 der vorangegangenen 400.000 Jahre wurden erste flächendeckende Karten für diverse Klima-Proxydaten und Mikrofossilgruppen erstellt (WEINELT et al., 1991; SARNTHEIN et al., 1992; STRUCK, 1992; WEINELT, 1993) (Abb. B2-8). Vor allem die 6 älteren Zeitscheiben für benthische Foraminiferen sind noch relativ grob gefaßt (8-15 tausend Jahre Umfang) und an wenigen Kernlokationen dokumentiert. Auch die meisten Zeitscheiben für stabile Isotope aus Stadium 3 sind bisher noch an zu wenigen Kernpunkten belegt und mit Intervallen von 1500 - 3000 Jahren noch zu grob, um die tatsächlichen Klima-Oszillationen im Nordmeer im Zusammenhang mit den Dansgaard-Oeschger Ereignissen voll aufzulösen und zu bewerten (Abb. B2-9). Nur die Zeitscheiben der letzten 26.000 Jahre erreichen die notwendige zeitliche und räumliche Auflösung. Hinzu kommt noch eine Vielzahl von neuen

Zeitscheibenrekonstruktionen für die Verbreitung von Karbonatgehalten (HENRICH, 1992) und Eisdriftschutt (BISCHOF, 1990; SPIELHAGEN, 1990; HENRICH, 1992), die flankierende Hinweise auf die Strömungsmuster liefern.

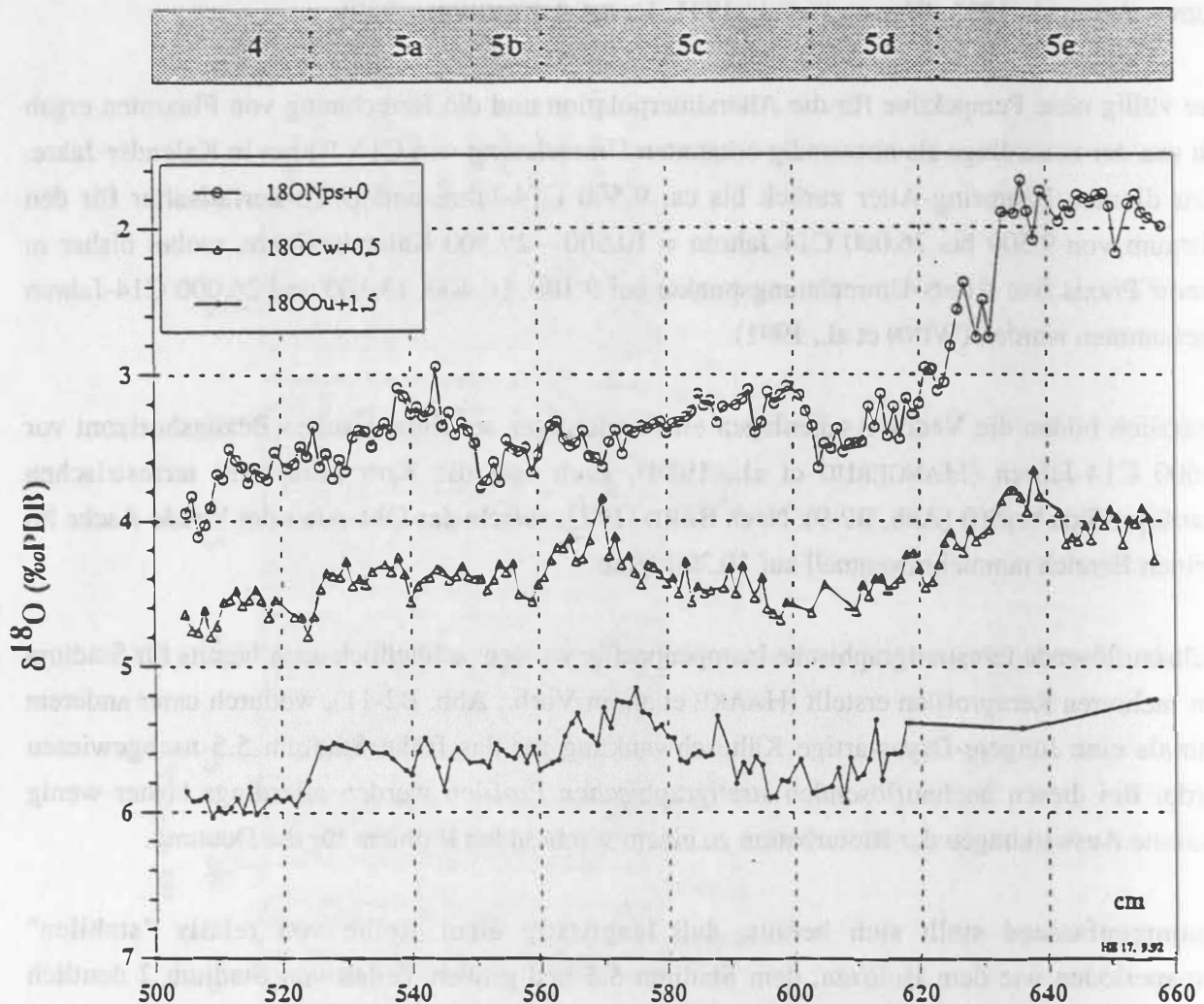


Abb. B2-11 Hochauflösende O-Isotopenkurven planktischer (*N. pachyderma* sin.) und benthischer Foraminiferen (*C. wuellerstorfi* und *O. umbonatus* für Stadium 5 (HAAKE & ERLLENKEUSER, in Vorb.).

Als eines der wichtigsten Beispiele wird hier die Verteilung der O-Isotope im Letzten Glazialen Maximum (LGM) dargestellt (Abb. B2-12; WEINELT, 1993; SARNTHEIN et al., in Vorb.). Hervorstechend war damals der Kontrast zwischen dem Europäischen Nordmeer, im LGM umgeben von eisbepackten Kontinenten und Inselschwellen, und dem offenen Ost-Atlantik im Süden. Hier, westlich vor Irland waren $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte niedrig (weniger als 4,0 - 4,2 ‰ bzw. weniger als -0,2 bis -0,4 ‰) und stiegen in Richtung West auf > 4,5 bzw. höher als -0,15 ‰ an. Das Nordmeer hingegen war von Färöer bis Svalbard durch eine isotopisch schwere (und wohl generell dichtere) Oberflächen-Wassermasse gekennzeichnet (4,7 - 4,95 ‰ $\delta^{18}\text{O}$; 0,15 - 0,25 ‰ $\delta^{13}\text{C}$). Nur an den äußersten Rändern zeigen etwas niedrigere Isotopenwerte einen lokalen und schwachen Einfluß von Schmelzwasser.

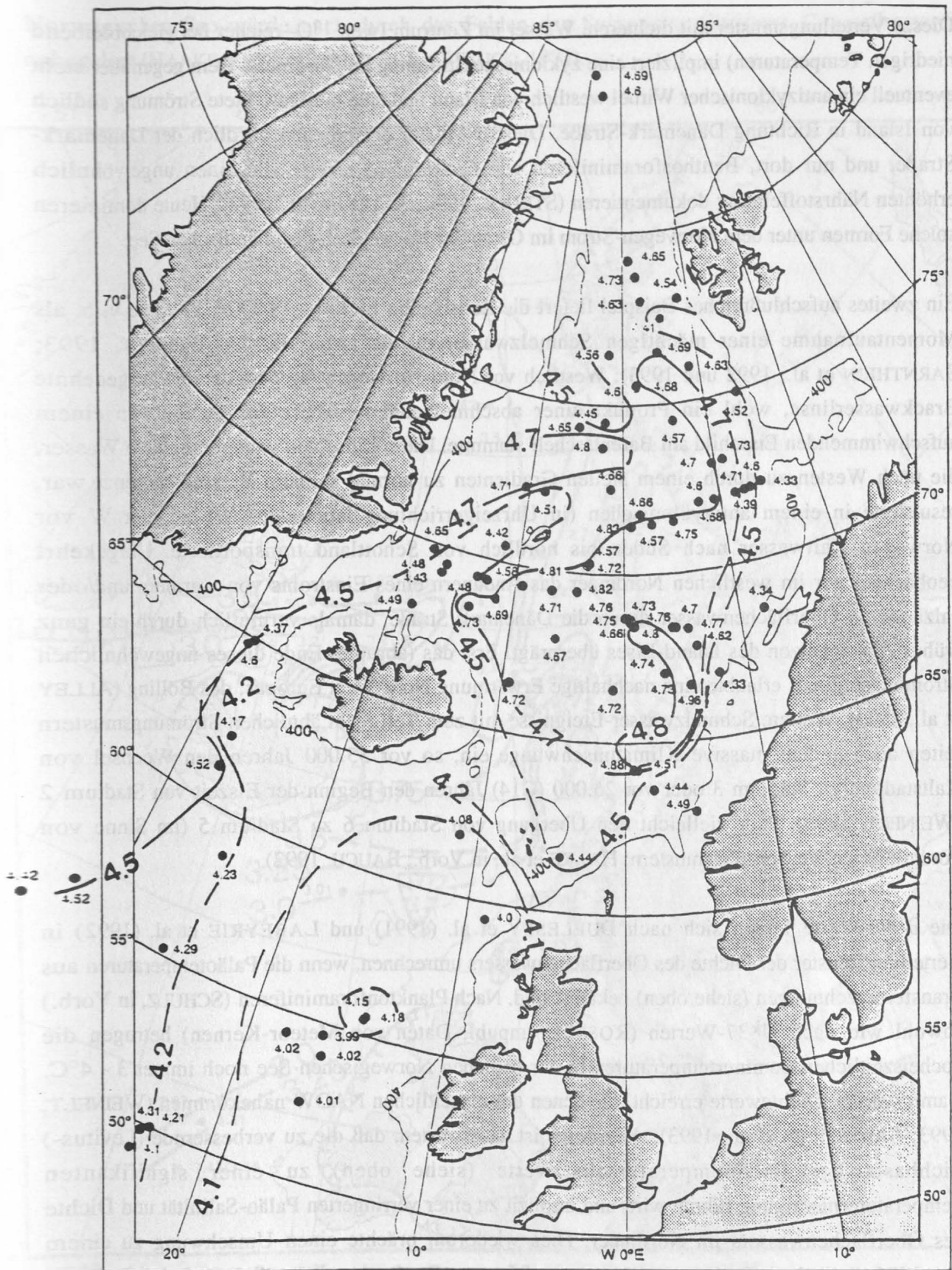


Abb. B2-12: $\delta^{18}\text{O}$ -Verbreitungsmuster für das Letzte Glaziale Maximum vor 18.000- 15.000 C14-Jahren (WEINELT, 1993; SARNTHEIN et al., in Vorb.).

Dieses Verteilungsmuster mit dichterem Wasser im Zentrum (weil ^{18}O -reicher bei gleichbleibend niedrigen Temperaturen) impliziert eine zyklonische Strömung im Nordmeer. Dem gegenüber steht eventuell ein antizyklonischer Wirbel westlich von Irland und eine nordgerichtete Strömung südlich von Island in Richtung Dänemark-Straße. Diesem Muster entsprechen nördlich der Dänemark-Straße, und nur dort, Benthosforaminiferen wie *Cassidulina teretis*, die einen ungewöhnlich erhöhten Nährstoffeintrag dokumentieren (STRUCK, 1992; ALTENBACH, 1992). Heute dominieren solche Formen unter dem Norwegen-Strom im Osten der Norwegisch-Grönländischen See.

Ein zweites aufschlußreiches Beispiel liefert die Zeitscheibe 14.200 - 13.200 C14-Jahre v. h. als Momentaufnahme einer mächtigen Schmelzwasserepisode (Abb. B2-13, WEINELT, 1993; SARNTHEIN et al., 1992 und 1993): Westlich vor Nord-Norwegen lag damals eine ausgedehnte Brackwasserlinse, wohl ein Produkt einer abschmelzenden Eisbergfamilie, die von einem aufschwimmenden Eisschild am Barentsschelf stammte. Diese Linse von weniger dichtem Wasser, die nach Westen zu durch einem steilen Gradienten zu normal salinem Wasser begrenzt war, resultierte in einem antizyklonischen (in Uhrzeigerrichtung laufenden) Wirbel, der W vor Norwegen Kaltwasser nach Süden bis nördlich von Schottland transportierte. Umgekehrt beobachten wir im westlichen Nordmeer das Andauern eines Einstroms von warmem und/oder salzärmeren Oberflächenwasser durch die Dänemark Straße, damals vermutlich durch ein ganz frühes Abschmelzen des Island-Eises geprägt. Erst das (abrupte) Ende dieses ungewöhnlichen Strömungsregimes erlaubte eine nachhaltige Erwärmung Nord-West Europas: das Bölling (ALLEY et al., 1993). Weitere Schmelzwasser-Ereignisse mit zum Teil recht ähnlichen Strömungsmustern leiten auch andere massive Klimaumschwünge ein, so vor 55.000 Jahren den Wechsel von Kaltstadium zu Stadium 3 oder vor 26.000 (C14) Jahren den Beginn der Eiszeit von Stadium 2 (WEINELT, 1993), oder vielleicht den Übergang von Stadium 6 zu Stadium 5 (im Sinne von Foraminiferen-Verbreitungsmustern; HAAKE et al., in Vorb.; BAUCH, 1992).

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte lassen sich nach DUPLESSY et al. (1991) und LABEYRIE et al. (1992) in Verteilungsmuster der Dichte des Oberflächenwassers umrechnen, wenn die Paläotemperaturen aus Transferberechnungen (siehe oben) bekannt sind. Nach Planktonforaminiferen (SCHULZ, in Vorb.) sowohl wie nach U^{37}K -Werten (ROSELL, unpubl. Daten von Meteor-Kernen) betrugen die hocheiszeitlichen Sommertemperaturen in der östlichen Norwegischen See noch immer 3 - 4°C. Damit würden Dichtewerte erreicht, die denen des eiszeitlichen NADW nahekommen (WEINELT, 1993; SARNTHEIN et al., 1993). Allerdings ist zu erwarten, daß die zu verbessernde (Levitus-) Eichbasis der Paläotemperaturschätzwerte (siehe oben) zu einer signifikanten Temperaturerniedrigung führen wird und implizit zu einer verringerten Paläo-Salinität und Dichte des Oberflächenwassers im Nordmeer. Dies wiederum brächte einen Umschwung zu einem eiszeitlich ästuarinen Strömungssystem mit sich, anstelle des heutigen "Salzförderbandes" mit seiner typischen anti-ästuarinen Strömung. Eine solche Stagnation im Tiefenwasser der

Norwegischen See würde auch durch das Fehlen des Suspensionsfiltrierers *C. wuellerstorfi* nahegelegt (HAAKE & PFLAUMANN, 1989; STRUCK, 1992).

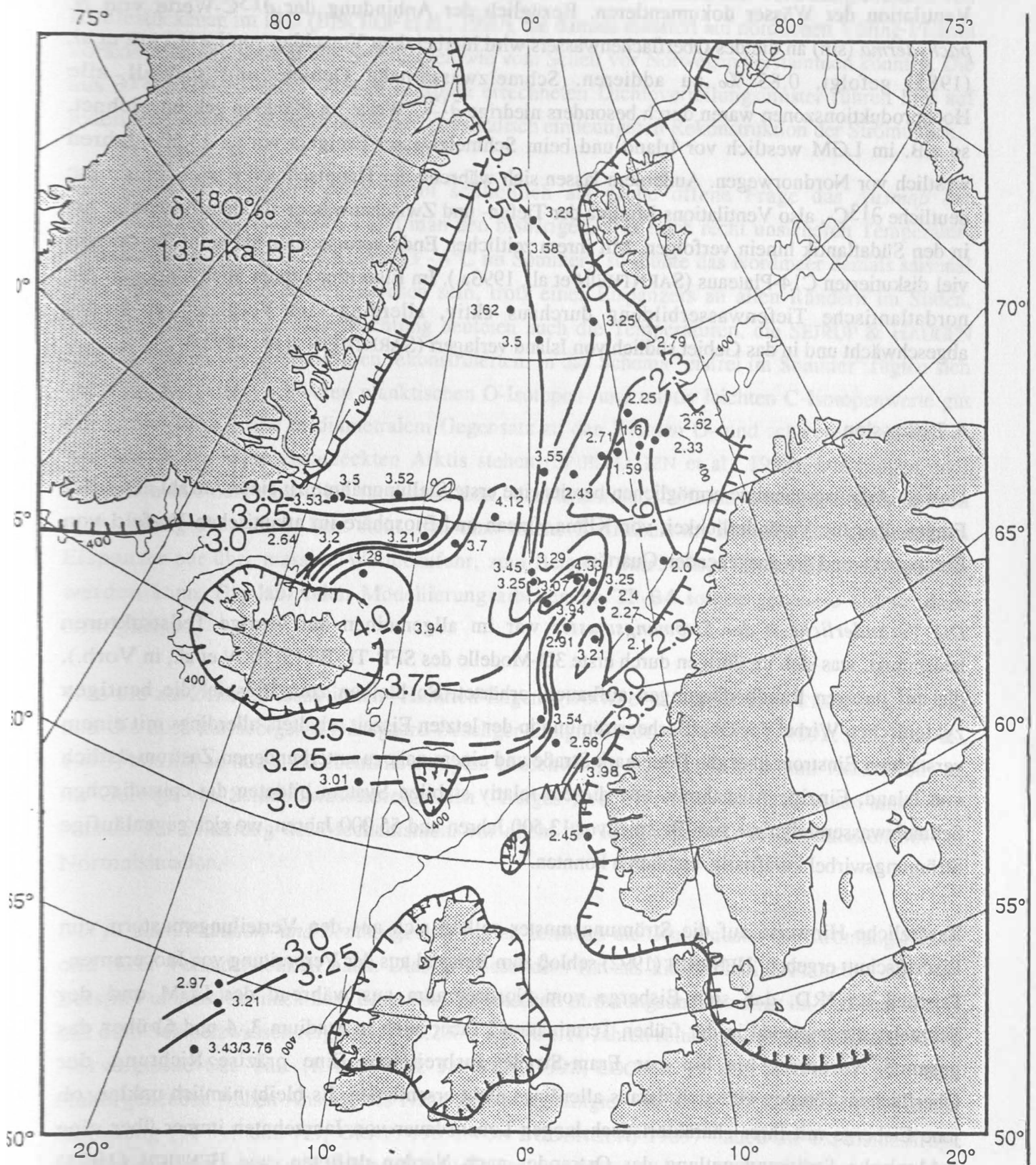


Abb. B2-13 $\delta^{18}\text{O}$ -Verbreitungsmuster für das Schmelzwasser-Ereignis vor 14.200-13.200 C14-Jahren (WEINELT, 1993; SARNTHEIN et al., in Vorb.).

Weitere quantitative Hinweise auf die Oberflächen- und Tiefenströmungen ergeben sich aus den $\delta^{13}\text{C}$ -Verbreitungsmustern (WEINELT, 1993; VOGELSANG, 1990), die die unterschiedliche Ventilation der Wässer dokumentieren. Bezüglich der Anbindung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *N. pachyderma* (sin) an die des Oberflächenwassers wird hierbei dem Vorschlag von LABEYRIE et al. (1985) gefolgt, 0,83 ‰ zu addieren. Schmelzwassernahe Gebiete und speziell alle Hochproduktionszonen waren durch besonders niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im Plankton gekennzeichnet, so z.B. im LGM westlich vor Irland und beim Schmelzwasser-Ereignis vor ca 13.500 Jahren westlich vor Nordnorwegen. Außerdem lassen sich während der Hauptschmelzwasser-Ereignisse deutliche $\delta^{13}\text{C}$ -, also Ventilations-Minima der Tiefen- und Zwischenwässer als klare Anomalie bis in den Südatlantik hinein verfolgen. Mit ihrem zeitlichen Ende verursachten sie wohl die derzeit viel diskutierten C^{14} -Plateaus (SARNTHEIN et al., 1993a.). Im Eiszeitmaximum blieb hingegen die nordatlantische Tiefenwasserbildung durchaus aktiv, allerdings im Vergleich zu heute abgeschwächt und in das Gebiet südlich von Island verlagert (SARNTHEIN et al., 1993a).

4. Diskussion

Unsere Arbeitsergebnisse ermöglichen bereits eine erste Stellungnahme zu einer Anzahl aktueller Fragen über die Veränderlichkeit von Klima, Ozean und Biosphäre im atlantischen Vorfeld von Europa während des ausgehenden Quartärs.

Die Veränderlichkeit der Strömungsmuster war im allgemeinen auf wenige Teilstrukturen beschränkt, was sich im übrigen durch erste 3D-Modelle des SFB-TP-B4 (SEIDOV et al., in Vorb.), die auf unseren Randbedingungen aufbauen, erhärtet: So bleiben zum Beispiel die heutigen zyklonischen Wirbel der Oberflächenströmung in der letzten Eiszeit erhalten, allerdings mit einem verstärkten Einstrom über die Dänemark Straße und einem nahezu unterbundenen Zustrom östlich von Island. Einzige Ausnahmen von diesem relativ stabilen System bildeten die episodischen Schmelzwasserereignisse zum Beispiel vor 13.500 Jahren und 55.000 Jahren, wo sich gegenläufige Strömungswirbel kurzfristig etablieren konnten.

Zusätzliche Hinweise auf die Strömungsmuster sollten sich aus den Verteilungsmustern von Eisdriftschutt ergeben. HENRICH (1992) schloß zum Beispiel aus der Verbreitung von Inoceramen-Prismen im IRD, daß sich Eisberge vom Nordseeraum aus während des LGM und der Schmelzwasserepisode in der frühen Termination I (aber auch in Stadium 3, 4 und 6) über das gesamte Nordmeer bis hin zur Fram-Straße ausbreiteten. Eine präzise Richtung der Oberflächenströmung läßt sich daraus allerdings nicht erschließen: Es bleibt nämlich unklar, ob jene Eisberge mit ihrer charakteristisch langen Lebensdauer von Jahrzehnten immer über eine zyklonische Strömung entlang des Ostrandes nach Norden drifteten, wie HENRICH (1991) postuliert, oder zeitweise mit einer antizyklonischen Zirkulation über den zentralen und westlichen

Beckenbereich, wie es die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte für die Schmelzwasserepisode vor 13.500 C14 Jahren belegen. Ähnlich unklar bleibt die Drehrichtung der Zirkulation nach den Verteilungsmustern von Kohlestückchen im IRD (BISCHOF et al., 1990), die damals massiert am nördlichen Vöring-Plateau vorkommen und sowohl von Spitzbergen wie vom Schelf vor Norwegen herkommen könnten. Die aus $\delta^{18}\text{O}$ -Werten und Paläotemperaturen errechneten Dichteverteilungsmuster führen hier auf jeden Fall zu einer verlässlicheren und physikalisch eindeutigeren Rekonstruktion der Strömungen.

Für diese Strömungsmodelle bleibt schließlich als große offene Frage das *Ausmaß der Meereisdecke im Nordmeer*. Folgt man den bisherigen, aber noch recht unsicheren Temperatur-Schätzwerten für die letzte Eiszeit (3 - 4°C im Sommer), so müßte das Nordmeer damals saisonal über große Strecken eisfrei gewesen sein, trotz eines Eispanzers an allen Rändern im Süden, Westen und Osten. In diese Richtung deuteten auch die Temperaturen, die SEJRUP & HAUGEN (1992) anhand von Aminosäuren rekonstruierten. In das Schema "eisfrei im Sommer" fügten sich auch unsere extrem schweren planktischen O-Isotopen- und relativ leichten C-Isotopenwerte gut ein (Abb. B2-12), die in diametralem Gegensatz zu den leichten O- und schweren C-Isotopen-Werten in der heute eisbedeckten Arktis stehen (SPIELHAGEN et al., 1993). Die Folgen oder Ursachen in einem eiszeitlich (antiästuarinen oder) ästuarinen Tiefenströmungssystem sind noch nicht völlig abzusehen. Fest steht, daß eine solche Eisfreiheit im Zentrum der kontinentalen Eispanzer nur über massive Wärmezufuhr, zum Beispiel durch einen Tiefen-Einstrom erhalten werden kann. Die laufenden Modellierungsarbeiten im TP-B4 sollten genauere Urteile dazu ermöglichen.

Was die zur Zeit viel diskutierten "Heinrich-Lagen" (BOND et al., 1992; BROECKER et al., 1992) und die noch kurzlebigeren Dansgaard-Oeschger-Ereignisse (JOHNSEN et al., 1992; ALLEY et al., 1993) betrifft, so böten die ebenfalls abrupten Umschwünge der Oberflächen- und Tiefenströmung im Gefolge von Schmelzwasserereignissen ("Surges") vor Norwegen erstmals einen sinnvollen Ansatz zur Erklärung der Mechanismen, vor allem die Rückschwünge der Zirkulation hin zur Normalsituation.

Die fossilen Plankton- und Benthosgesellschaften zeichnen die Grundmuster der Strömungsmuster und ihrer Veränderlichkeit nach. Dies gilt besonders für das kieselschalige Plankton, das zum Beispiel unmittelbar nach dem Ende des episodischen Strömungsumschwungs im Zusammenhang mit dem Schmelzwasserereignis vor 14.200 - 13.200 C14 Jahren seinen postglazialen Einzug in die Norwegische See hält (KARPUZ & JANSEN, 1992; LOCKER et al., in Vorb.) Mit dem einhergehenden frühen Anstieg des Nährstoffeintrags folgte - im Sinne der benthisch-pelagischen Kopplung (TP-A1 und A3; GRAF, 1989; VON BODUNGEN, 1989) - auch die explosionsartige Ausbreitung der holozänen Benthosforaminiferenarten (ALTENBACH, 1992; STRUCK, 1992). Für die Eiszeit und die frühen Schmelzwasserzeiten (siehe oben) war eine solche benthisch-pelagische

Kopplung nördlich von Island, im Einstrombereich aus der Dänemark Straße beobachtet worden (BAUCH, 1992; HAAKE et al., in Vorb.; STRUCK, 1992).

Dort wo sich die Nährstoffansprüche gewisser benthischer Foraminiferenarten auch in Morphotypen (sensu Corliss, 1985) ausdrücken, können somit Arten wie *C. wuellerstorfi* oder Globocassidulinen auch über ihren Morphotypus die Zusammenhänge mit der Nahrungszufuhr, d.h. die benthisch-pelagische Kopplung dokumentieren. Dies gilt aber nicht für hoch spezialisierte Suspensionsfiltrierer wie *Miliolinella subrotunda* oder den Opportunisten *C. subglobosa* (LINKE & LUTZE, 1993; ALTENBACH et al., 1993; ALTENBACH, 1992).

Bereits seit längerem (unter anderem STABELL, 1986) wird ein markanter Diatomeen-Gipfel zu Beginn von Eiszeit-Termination IB auf seine möglichen paläoozeanographischen Ursachen hin diskutiert. Auch nach LOCKER et al. (in Vorb.) ist allerdings noch nicht eindeutig geklärt, ob das sicherlich zugrunde liegende Produktionsmaximum am Norwegischen Kontinentalrand auf irgendeine ozeanische Fronten oder Eisränder oder sonstige Mechanismen mit einem ungewöhnlich starken Auftrieb damals zurückging.

5. Schlußfolgerungen und Ausblick

Die Rekonstruktion von hochauflösenden Zeitserien und zum Teil nordmeerweiten, zum Teil atlantikweiten Zeitscheiben aus dem angehenden Quartär führte zu folgenden wichtigen Schlüssen über die Entwicklung der Umwelt im nördlichen Nordatlantik:

1. Mit drei Gruppen von benthischen Tiefseeforaminiferen lassen sich atlantikweit unterschiedliche Mengen von Nährstoffzufuhr am Tiefseeboden unterscheiden ($<1,5$ g, $>1,5$ g, $>2,5$ g/m²/J).
2. Das Fehlen von Suspensionsfiltrierern wie *C. wuellerstorfi* indiziert eine langanhaltende Phase von Strömungsarmut im Bodenwasser während der letzten Eiszeit (Stadium 3-2).
3. Paläo-Oberflächentemperaturen im kalten Nordmeer können nunmehr mit Hilfe der neuen SIMMAX-Gleichung auf $\pm 0,85^{\circ}\text{C}$ (1σ) eingeschätzt werden. Allerdings steht noch eine Verbesserung der Levitus-Eichdatensätze aus.
4. Wichtige paläoozeanographische Signale konnten in einigen Schlüsselzeitabschnitten wie der Termination I bis auf ca. 100 Jahre genau stratigraphisch aufgelöst werden.
5. Im LGM war die Norwegisch-Grönländische See durch Eisschilde im Raum Norwegen - Shetland Inseln, Färöer Inseln und Island vom östlichen Atlantik so weit abgeschnitten, daß der oberflächennahe Einstrom östlich von Färöer (und Island) und der warme Nordatlantikstrom westlich von Irland versiegte und einzig der Irminger Strom durch die Dänemark Straße in die Island See vordrang. Im Nordmeer herrschte eine schwache zyklonische Oberflächen-Zirkulation, vielleicht (sommerliche ?) Eisfreiheit.

6. Ein bedeutender Eisabbruch vom Eisschild auf dem Barents Schelf führte vor ca. 14.200 - 13.200 Jahren zu einer Schmelzwasserlinse westlich von Nordnorwegen. Deren Rotation im Uhrzeigersinn transportierte salzärmeres Kaltwasser bis nördlich von Schottland und bewirkte einen verstärkten Einstrom durch die Dänemark Straße, schließlich einen totalen Zusammenbruch der Zwischen- und Tiefenwasserproduktion im Nordatlantik.
7. Ähnliche Ereignisse begleiteten auch ältere Eiszeit-Terminationen und verschiedene Schmelzwasserereignisse in Stadium 3 (und 4), was sich zum Teil auch in den Foraminiferen-Verbreitungsmustern ablesen läßt, und sind im allgemeinen mit den Heinrich-Lagen und Dansgaard-Oeschger-Ereignissen zu parallelisieren.

6. Danksagung

Die vorliegende Studie ist eine synoptische Darstellung von Arbeiten des Teilprojektes B2 als eines von acht Teilprojekten im Sonderforschungsbereich 313 an der Universität Kiel, der durch die DFG als Großprojekt seit 1985 großzügig gefördert wird. Besondere Unterstützung erhielten wir auch von den Kollegen in Bergen (Austausch von Proxydaten) und Gif-sur-Yvette (AMS-C14-Alter und Proxydaten), sowie flankierende Förderung durch das EG-Projekt EPOCH, das Nationale Klimaprojekt BMFT und das DFG-Projekt NOSOFO. Besonders gedankt sei den Schiffsbesatzungen von F.S. Meteor, P.F.S. Polarstern und F.S. Poseidon sowie den zahlreichen technischen Mitarbeitern im Projekt für ihren langjährigen Einsatz und ihre Sorgfalt.

7. Literaturverzeichnis

(Kieler Arbeiten sind mit (*) gekennzeichnet)

- AAGAARD, K., SWIFT, J.H. & CARMACK, E.C. (1985): Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Seas.- *Journal of Geophysical Research*, 90, 4833-4846.
- ALLEY, R. B., MEESE, D. A., SHUMANN, C. A., GOW, A.J., TAYLOR, K. C., GROOKS, P. M., WHITE, J. W. C., RAM, M., WADDINGTON, E. D., MAYEWSKI, P. A. & ZIELINSKI, G. A. (1993): Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. - *Nature*, 362, 527-529.
- *ALTENBACH, A.V.(1988): Deep-Sea benthic foraminifera and flux rate of organic carbon.- *Revue de Paléobiologie*, 2, 719-720.
- *ALTENBACH, A. V (1992): Verbreitungsmuster benthischer Foraminiferen im Arktischen Ozean und in glazialen und interglazialen Sedimenten des Europäischen Nordmeeres, Habilitationsschrift an der Math. Nat. Fakultät, Universität Kiel, 111 Seiten..
- *ALTENBACH, A. V., HEEGER, T., LINKE, P., SPINDLER, M. & THIES, A. (1993): *Miliolinella subrotunda* (Montagu), a miliolid foraminifer building large detritic tubes for a temporary epibenthic lifestyle. - *Marine Micropal.*, 20, 293-301.
- *BAUCH, H. (1992): Planktische Foraminiferen im Europäischen Nordmeer - Ihre Bedeutung für die paläoozeanographische Interpretation während der letzten 600.000 Jahre.- Dissertation Math.-Nat. Fakultät, Universität Kiel, 108 Seiten.
- *BIRGISDOTTIR, L. (1990): Die paläo-ozeanographische Entwicklung der Islandsee in den letzten 500000 Jahren.- Dissertation Math.-Nat. Fakultät, Universität Kiel, 111 Seiten.
- *BISCHOF, J. (1990): Dropstones im Europäischen Nordmeer.- Dissertation Math.-Nat. Fakultät, Universität Kiel, 127 Seiten.
- *V.BODUNGEN, B. (1989). Pelagische Primärproduktion und vertikaler Partikelfluß im Ozean. methodische und konzeptuelle Aspekte.- Habilitationsschrift an der Math. Nat. Fakultät, Universität Kiel, 156 Seiten.
- BOND, G., HEINRICH, H., HUON, S, BROECKER, W.S., MCMANUS,J., CLASEN, S. TEDESCO, K., JANTSCHICK, SIMET, C.& KLAS, M. (1992): Evidence for massive discharges of icebergs into the glacial Northern Atlantic.- (eingereicht bei Nature).
- BROECKER, W.S. , BOND, G., MIECZYSLAWA, K., CLARK, E. & MCMANUS, J. (1992): Origin of the North Atlantic's Heinrich layers.- *Climate Dynamics*, 6, 265-273.
- BROECKER, W.S. & PENG, T.-H. (1982): Tracers in the Sea.- Eldigio Press, Palisades, New York, 689 Seiten.
- CLIMAP (1981): Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum, GSA Map and Chart Ser., MC-36, Geol. Soc. Am., Boulder, Colorado.
- CORLISS, B. H.(1985):, Microhabitats of benthic Foraminifera within deep-sea sediments.- *Nature*, 314, 435-438.

- DIETRICH, G. (1969): Atlas of the hydrography of the northern North Atlantic Ocean.- Conseil International pour l'Exploration de la Mer Service Hydrographique, 140 Seiten.
- DUPLESSY, J.C., LABEYRIE, L. & BLANC, P.L. (1988): Norwegian Sea deep water variation over the last climatic cycle: Paleo-oceanographical Implications.- In: WANNER, H. & U. SIEGENTHALER (Hrsg.), Long and short term variability of climate, Springer Verlag.
- *DUPLESSY, J.C., LABEYRIE, L., JULLET-LECLERC, A., MAITRE, F., DUPRAT, J. & SARNTHEIN, M. (1991): Surface salinity reconstruction of the North Atlantic Ocean during the last glacial maximum.- *Oceanologica Acta*, 14, (4), 311-324.
- GOODAY, A. J. (1988): A response by benthic foraminifera to the deposition of phytodetritus in the deep sea.- *Nature*, 332, 70-73.
- *GRAF, G. (1989): Benthic-pelagic coupling in a deep-sea benthic community.- *Nature*, 341, 437-439.
- *HAAKE, F. W. & U. PFLAUMANN (1989): Late Pleistocene foraminiferal stratigraphy on the Vøring Plateau, Norwegian Sea, *Boreas*, 18, 343-356.
- *HAAKE, F. W., ERLÉNKEUSER, H. & PFLAUMANN, U. (1992): *Pullenia bulloides* (d'Orbigny) in Sediments of the Norwegian-Greenland Sea and the Northeastern Atlantic Ocean: Paleo-Oceanographic Evidence. - *Studies in Benthic Foraminifera, BENTHOS '90*, Sendai 1990, Tokai University Press, 235-244.
- *ERLÉNKEUSER, H. & HAAKE, F. W. (1992): Oxygen isotope stage 5 in the Norwegian-Greenland Sea: Oceanographic and ecologic aspects from isotopic and benthic foraminiferal evidence. - 4th int. Conference on Paleoceanography, abstract volume.
- *HENRICH, R. (1990): Cycles, rhythms and events in Arctic and Antarctic glaciomarine deposits.- In: Bleil, U. & J. Thiede (Hrsg.): Geological history of the polar oceans. arctic versus Antarctic. Acad. Publ. NATO ASI Series, C 308, Kluwer Acad. Publ.
- *HENRICH, R. (1992): Beckenanalyse des Europäischen Nordmeeres: Pelagische und glaziomarine Sedimenteinflüsse im Zeitraum 2.6 Ma bis rezent.- Habilitationsschrift Math.-Nat. Fakultät, Universität Kiel, 345 Seiten.
- *HENRICH, R., KASSENS, H., VOGELANG, E. & THIEDE, J. (1989): Sedimentary facies of glacial-interglacial cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka.- *Marine Geology*, 86, 283-319.
- *HENRICH, R. & THIEDE, J. (1991): Sedimentary facies of glacial - interglacial cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka. - *Marine Geology*, 96, 134-136.
- HUTSON, W. & PRELL, W. (1980): A paleontological transfer function FI-2 for Indian Ocean planktonic foraminifera.- *Journal of Paleontology*, 54, (2), 381-399.
- IMBRIE, J. & KIPP, N. G. (1972): A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: Application to a late Pleistocene Caribbean Core. - in: K. K. TUREKIAN (ed): The late Cenozoic glacial ages, Yale Univ. Press: 71-181.
- IMBRIE, J., HAYS, J. D., MARTINSON, D. G., MCINTYRE, A., MIX, A. C., MOORLEY, J. J., PISIAS, N. G., PRELL, W. L. & SHACKLETON, N. J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate:

- support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. - In: BERGER, L. A. et al. (ed): Milankovitch and Vclimate, Part I, 269-305.
- IMBRIE, J., BOYLE, E.A., CLEMENS, S.C., DUFFY, A., HOWARD, W.R., KUKLA, G., KUTZBACH, J., MARTINSON, J., MCINTYRE, A., MIX, A.C., MOLFINO, B., MORLEY, J.J., PETERSON, L.C., PISIAS, N.G., PRELL, W.L., RAYMO, M.E., SHACKLETON, N.J. & TOGGWEILER, J.R. (1992): On the structure and origin of major Glaciation cycles. 1. Linear responses to Milankovitch forcing.- *Paleoceanography*, 7, 701-738.
- JANSEN, E., SEJRUP, H. P., FJAERAN, T., HALD, M., HOLTEDAHN, H. & SKARBÖ, O. (1983): Late Weichselian Paleooceanography of the southeastern Norwegian Sea. - *Norsk Geol. Tidsskrift*, 63, 117-146.
- *JANSEN, E. & ERLÉNKEUSER, H. (1985): Ocean circulation in the Norwegian Sea 15000 BP to present.- *Boreas*, 14, 189-206.
- JOHANNESSEN, T., JANSEN, E., FLATOY, A. & RAVELLO, A. C. (1993): The relationship between surface water masses, oceanographic fronts and paleoclimatic proxies in surface sediments of Greenland, Iceland, Norwegian Seas. - (eingereicht), 27 Seiten.
- JOHNSON, S.J., CLAUSEN, H.B., DANSGAARD, W., FUHRER, K., GUNDESTRUP, N., HAMMER, C.U., IVERSEN, P., JOUZEL, J., STAUFFER, B. & STEFFENSEN, J.P. (1992): Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core.- *Nature*, 359, 311-313.
- JONES, G.A. & KEIGWIN, L.D (1989): Evidence from Fram Strait (78°) for early deglaciation.- *Nature*, 336, 56-59.
- *JUNG, S. (in Vorb.): Wassermassenaustausch zwischen Norwegensee, Grönlandsee und dem Nordatlantik über das Rockall-Plateau. - Dissertation Math.-Nat. Fakultät, Universität Kiel.
- KAMINSKI, M.A., GRASSLE, J.F. & WHITLATCH, R.B.(1988): Life history and recolonisation among agglutinated foraminifera in the Panama basin. In: GRADSTEIN, M.F. & F. RÖGEL (Hrsg.). Second workshop on agglutinated foraminifera. - Abh. Geol. Bundesanstalt, Wien, 41, 229-243.
- KARPUZ, N.K. & JANSEN, E. (1992): A High resolution Diatom Record of the Last Deglaciation from the SE Norwegian Sea: Documentation of Rapid Climatic Changes.- *Paleoceanography*, 7, (4), 499-520.
- *KASSENS, H. (1990): Verfestigte Sedimentlagen und seismische Reflektoren: Frühdiagenese und Paläo-Ozeanographie in der Norwegischen See.- Dissertation Math.-Nat. Fakultät, Universität Kiel, 120 Seiten.
- KELLOGG, T.B. (1980): Paleoclimatology and paleoceanography of the Norwegian Greenland seas: Glacial and interglacial contrasts.- *Boreas*, 9, 115-137.
- KOLTERMANN (1987): Die Tiefenzirkulation der Grönlandsee als Folge des thermohalinen Systems des Europäischen Nordmeeres.- Dissertation Universität Hamburg, Fachbereich Geowissenschaften, 287 Seiten.

- LABEYRIE, L.D. & DUPLESSY, J.C. (1985): Changes in the oceanic $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio during the last 140,000 years: high latitude surface water records.- *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.*, 50, 217-240.
- LABEYRIE, L.D., DUPLESSY, J.C., DUPRAT, J., JUILLET-LECLERC, A., MOYES, J., MICHEL, E., KALLEL, N. & SHACKLETON, N. (1992): Changes in the vertical structure of the North Atlantic Ocean between glacial and modern times.- (eingereicht, *Quaternary Science Review*).
- LEHMANN, S., JONES, G.A., KEIGWIN, L.D., ANDERSEN, E.S., BUTENKO, G. & OSTMO, S.-R. (1991): Initiation of Fennoscandian ice-sheet retreat during the last glaciation.- *Nature*, 349, 513-516.
- *LINKE, P. & LUTZE, G. F. (1993): Microhabitat preference of benthic foraminifera - a static concept or a dynamic adaptation to optimize food acquisition?- *Mar. Micropal.*, 20, 215-234
- *LOCKER, S., BLAUME, F., ERLÉNKEUSER, H. & RUMOHR, J. (1993): Plankton and tephra events on the continental margin off Mid Norway during Termination I.- (in Vorb.).
- *LUTZE, G.F. (1980): Depth distribution of benthic Foraminifera on the continental margin off NW Africa, "Meteor"-Forsch. Ergeb., 32, C, 31-80.
- *LUTZE, G. F. & W. T. COULBURN (1984): Recent benthic Foraminifera from the continental margin off Northwest Africa: Community structure and distribution.- *Mar. Micropal.*, 8, 361-401.
- *LUTZE, G. F., U. PFLAUMANN, U. & WEINHOLZ, P. (1986): Jungquartäre Fluktuationen der benthischen Foraminiferenfauna in Tiefseesedimenten vor NW- Afrika: Eine Reaktion auf Produktivitätsänderungen im Oberflächenwasser.- "Meteor"- Forsch. Ergeb., Reihe C, 40, 163-180.
- *LUTZE, G. F. & SALOMON, B. (1987): Foraminiferen-Verbreitung zwischen Norwegen und Grönland: ein Ost-West Profil, Ber. Sonderforsch.- Ber. 313 Univers. Kiel, 6, 69-78.
- *LUTZE, G. F. & H. THIEL (1987): *Cibicidoides wuellerstorfi* and *Planulina ariminensis*, elevated epibenthic Foraminifera, Ber. SFB 313, Universität Kiel: 6, 17-30.
- *LUTZE, G.F. & ALTENBACH, A. V. (1991): Technik und Signifikanz der Lebendfärbung benthischer Foraminiferen mit Bengalrot.- *Geol. Jahrb.*, 128, A, 251-265.
- MANGERUD, J., ANDERSEN, S.T., BERGLUND, B.E. & DONNER, J.J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification.- *Boreas*, 3, 110-127.
- MARTINSSON, D. G., NICKLAS, G. P., HAYS, J. D., IMBRIE, J., MOORE, T. C., & SHACKLETON, N. J. (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high resolution 0-300,000 years chronostratigraphy. - *Quat. Res.*, 27, 1-29.
- MILLER, K.G. & LOHMANN, G.P. (1982): Environmental distribution of recent benthic foraminifera on the northeastern United States continental slope.- *Geol. Soc. America Bull.*, 93, 200-206.

- *PFLAUMANN, U., DUPRAT, J., PUJOL, C., & LABEYRIE, L.D.(1993): SIMMAX, a Transfer technique to deduce Atlantic Sea Surface Temperatures from planktonic foraminifera - the EPOCH approach - (eingereicht bei Paleoceanography).
- *PFIRMAN, S. & THIEDE, J. (1992): Bathymetrie und Plattentektonik der Framstraße zwischen Grönland und Svalbard. - Schlüsselregion für die geologische Geschichte der Arktis. - Geol. Rundschau, 44, 237-244.
- ROOTH, P. (1982): Hydrology and Ocean Circulation.- Progress in Oceanography, VII: 131-149.
- *SARNTHEIN, M. & WINN, K. (1990) Reconstruction of Low and Middle Latitude Export Productivity, 30,000 Years BP to Present: Implication for Global Carbon Reservoirs. - in: M. E. SCHLESINGER (ed): Climate-Ocean Interaction. -. Kluwer Acad. Publ., 319-342.
- *SARNTHEIN, M., JANSEN, E., ARNOLD, M., DUPLESSY, J.C., ERLLENKEUSER, H., FLATOY, A., VEUM, T., VOGELSANG, E. & WEINELT, M. (1992): $\delta^{18}\text{O}$ -time slice reconstruction of meltwater anomalies at Termination I in the North Atlantic between 50 and 80°N.- In: BARD, E & W.S. BROECKER (Hrsg.), The Last Deglaciation: Absolute and Radiocarbon Chronologies, Springer Verlag.
- *SARNTHEIN, M. , WINN, K., DUPLESSY, J.C. & LABEYRIE, L.(1993): Changes in East Atlantic Deep Water Circulation over the Last 30,000 Years: An Eight Time-Slice Record.- (eingereicht bei Paleoceanography).
- *SARNTHEIN, M., JANSEN, E., WEINELT, M., ERLLENKEUSER, H., DUPLESSY, J. C., et al. (in Vorb.): Variations in surface Ocean Circulation in the Northern North Atlantic over the last 55,000 years: a Time Slice Record.
- *SCHULZ, H.: Meeresoberflächentemperaturen im Nordatlantik und in der Norwegisch-Grönländischen See vor 9.000 Jahren. Auswirkungen des frühholozänen Insolationsmaximums.- (Dissertation, in Vorb.)
- *SEIDOW, D., SARNTHEIN, M. & STATTEGGER, K. (in Vorb.): Toward a better understanding of the Meltwater Circulation near 13.6 ka BP - A numerical Modelling Approach.
- SEJRUP, H. P. & HAUGEN, J.-E. (1992): Foraminiferal amino acid stratigraphy of the Nordic Seas: geological data and pyrolysis experiments. - Deep Sea Res., 39(2), 603-623.
- SHACKLETON, N. (1974): Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the glacial. - Centre Nat. Recherche Sci. Colloq. Int. 219, 203-209.
- *SPIELHAGEN R. (1990): Die Eisdrift in der Framstraße während der letzten 200.000 Jahre.- Dissertation Math.-Nat. Fakultät, Universität Kiel, 133 Seiten.
- *SPIELHAGEN, R.F., ERLLENKEUSER, H. & KÖHLER, S. (1993): Stable isotopes in planktic foraminifers from Arctic Ocean sediment surface samples: Reflection of the low salinity surface water layer.- (eingereicht bei Marine Geology).
- *STABELL, B. (1986): A diatom maximum horizon in upper quaternary deposits.- Geol. Rundschau: 75, 175-184.

- STOCKER, T. F. & WRIGHT, D. G. (1991): Rapid transitions of the ocean's deep circulation induced by changes in surface water fluxes. - *Nature*, 351, 729-732.
- STOMMEL, H., (1961): Thermohaline convection with two stable regimes of flow.- *Tellus*, 13, 224-230.
- *STRUCK, U. (1992): Zur Paläo-Ökologie benthischer Foraminiferen im Europäischen Nordmeer während der letzten 600 000 Jahre.- Dissertation Math.-Nat. Fakultät, Universität Kiel, 89 Seiten.
- *STRUCK, U. & NEES, S. (1991): Die stratigraphische Verbreitung von *Siphotextularia rolshauseni* (Phleger & Parker) in Sedimentkernen aus dem Europäischen Nordmeer.- *Geol. Jahrb.*, A 128, 243-249.
- THIES, A. (1990): Die Benthosforaminiferen im Europäischen Nordmeer. - Dissertation Math.-Nat. Fakultät, Universität Kiel, 97 Seiten.
- *THIEDE, J. & ZAHN, R. (1992): Paleoceanographic currents: The 4th international Conference on Paleoceanography, Kiel. - *Paleoceanography*, 7, 139-141.
- VEUM, T., JANSEN, E., ARNOLD, M., BEYER, I. & DUPLESSY, J.C. (1992): Water mass exchange between the North Atlantic and the Norwegian Sea during the last 28.000 years.- *Nature*, 356, 783-785.
- *VOGELSANG, E. (1990): Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopen.- Dissertation Math.- Nat. Fakultät, Universität Kiel, 136 Seiten.
- *VORREN, T. O., SEJRUP, H. P. & THIEDE, J. (1991): Cenozoic geology of the northwest European Continental Margin and Adjacent Deep-Sea Areas. - *Marine Geology, spec. vol.*, 101: 304 Seiten.
- *WEINELT, M., SARNTHEIN, M., ERLLENKEUSER, H. & VOGELSANG, E. (1991): Early decay of the Barents Shelf Ice sheet - spread of stable isotope signals across the eastern Norwegian Sea.- *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 3, 137-140.
- *WEINELT, M. (1993): Veränderungen der Oberflächenzirkulation im Europäischen Nordmeer während der letzten 60,000 Jahre - Hinweise aus stabilen Isotopen.- Dissertation Math.-Nat. Fakultät, Universität Kiel, 106 Seiten.
- *WINN, K., SARNTHEIN M. & ERLLENKEUSER, H. (1991): $\delta^{18}\text{O}$ Stratigraphy and Chronology of Kiel sediment cores from the East Atlantic.- *Berichte Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, Universität Kiel* 45, 99Seiten.
- *YOON, S. H., CHOUGH, F. K., THIEDE, J. & WERNER, F. (1991): Late Pleistocene sediments on the Norwegian continental slope between 67° and 71°N. - *Marine Geology*, 99, 187-207.
- *ZAHN, R., MARKUSSEN, B. & THIEDE, J. (1986): Stable isotope data and depositional environments in the late Quaternary Arctic Ocean. - *Nature*, 314, 433-435.

Tabelle B2-1: Kernpositionen im Europäischen Nordmeer mit Angabe der Bearbeiter. Kieler Stationen mit Stern gekennzeichnet.

Kernnr.	Breite	Länge	Wasser- tiefe	Autor
CH 73-110	59°30'N	08°56'W	1365	Labeyrie & Duplessy (1985)
CH 73-139	54°38'N	16°21'W	2209	Bard (1987)
CH 7707	66°36'N	10°31'W	1487	Duplessy et al (1988)
FRAM1/4	84°30'N	08°59'W	3820	Zahn et al.(1985)
FRAM1/7	83°53'N	06°57'W	2990	- "-
HM2509	63°03'N	04°47'E	600	Jansen & Erlenkeuser (1985)
B 28-18	62°56'N	02°44'E	770	Jansen (unpubl.)
HM 31-33	63°38'N	01°46'E	1580	Jansen & Erlenkeuser (1985)
HM 31-36	64°15'N	00°31'E	2620	- "-
HM 52-43	64°15'N	00°44'E	2781	Veum et al. (1992)
HM 71-12	68°26'N	13°52'W	1547	Jansen (unpubl.)
HM 71-14	69°50'N	18°05'W	1624	Jansen (unpubl.)
HM 71-15	69°59'N	17°26'W	1547	Vogelsang (1990)
HM 71-17	70°00'N	13°01'W	1460	- "-
HM 71-19	69°29'N	09°31'W	2210	- "-
HM 79-4/6	63°06'N	02°33'E	900	Karpuz & Jansen (1992)
K 11	71°47'N	01°36'W	2900	Duplessy et al. (1988)
K 708-1	50°00'N	23°45'W	4053	Ruddiman & McIntyre(1981)
M17045	52°26'N	16°39'W	3663	Winn (unpubl.)
M 17048	54°18'N	18°10'W	1859	- "-
M 17049	55°16'N	26°44'W	3331	Jung (unpubl.)
M 23041	68°41'N	00°14'E	2258	Vogelsang (1990)
M 23043	70°16'N	03°21'W	2133	- "-
M 23055	68°25'N	04°01'E	2311	- "-
M 23059	70°18'N	03°07'W	2283	- "-
M 23062	68°44'N	00°10'E	2244	- "-
M 23063	68°45'N	00°00'E	2299	- "-
M 23064	68°40'N	00°19'E	2571	- "-
M 23065	68°30'N	00°49'E	2804	- "-
M 23068	67°50'N	01°30'E	2230	- "-
M 23071	67°05'N	02°55'E	1308	- "-
M 23074	66°40'N	04°55'E	1157	- "-
M 23323	67°46'N	05°56'E	1286	Blaume (1992)
M 23331	66°52'N	07°50'E	834	- "-
M 23353	70°34'N	12°44'W	1394	Piotrowski/Jünger (1991)
M 23359	65°32'N	04°09'W	2822	Gehring (1990)
MG 123	79°16'N	00°48'E	3050	Morris (1988)
NA 87-22	55°30'E	14°35'W	2161	Duplessy et al. (1992)
POS 0006	69°12'N	16°49'W	950	Lackschewitz (1991)
POS 0020	67°59'N	18°32'W	858	- "-
POS 16343	66°56'N	07°28'E	1043	Blaume (1992)
POS 16396	61°52'N	11°15'W	1145	Dorn (unpubl.)
PS 21291	78°00'N	08°03'E	2400	Spielhagen (1990)
PS 21295	78°00'N	02°25'W	3112	Jones & Keigwin (1988)
PS 21535	78°45'N	01°51'E	2557	Köhler (1991)
PS 21906	76°30'N	02°05'W	2939	Hamich (1991)
PS 21910	75°37'N	01°20'E	2454	Schacht (1991)
PS 23199	68°23'N	05°14'E	1968	Vogelsang (1990)
PS 23205	67°37'N	05°46'E	1411	- "-
PS 23243	69°23'N	06°33'W	2715	- "-
PS 23246	69°24'N	12°52'W	1858	- "-
SU 90 I07	63°05'N	28°05'W	1625	Schulz (unpubl.)
SU 90 I08	60°35'N	22°05'W	2395	- "-
TROLL 3.1	60°47'N	03°43'E	332	Lehman & Keigwin (1992)
V 23-81	54°02'N	16°08'W	2393	Jansen & Veum (1989)
V 27-86	66°36'N	01°07'W	2900	Kellogg et al. (1978)
V 28-14	64°47'N	29°34'W	1855	Lehman et al. (1991)
V 28-38	69°23'N	04°24'W	3411	Duplessy et al. (1988)
V 28-56	68°02'N	06°07'W	2941	Kellogg et al. (1978)

Tabelle B2-1 (Fortsetzung)

Kernnr.	Gerät	Geogr. Breite	Geogr. Länge	Wasser-Tiefe [m]	Autor
17719-1	KAL	72°09.00'N	12°35.20'E	1823	Weinelt
17719-2	GKG	72°09.10'N	12°35.30'E	1820	(1993)
17723-1	KAL	76°08.10'N	09°45.20'E	2288	"
17724-2	KAL	76°00.00'N	08°20.00'E	2354	"
17725-2	KAL	77°27.60'N	04°34.70'E	2580	"
17728-2	KAL	76°31.10'N	03°57.30'E	2485	"
17730-3	KAL	72°02.90'N	07°19.00'E	2769	"
17730-2	GKG	72°06.70'N	07°23.30'E	2707	"
17732-1	KAL	71°36.80'N	04°12.80'E	3103	"
17732-2	GKG	71°36.80'N	04°12.80'E	3102	"
23254-2	KAL	73°06.99'N	09°37.98'E	2273	"
23254-3	GKG	73°03.23'N	09°44.27'E	2266	"
23256-1	KOL	73°10.30'N	10°56.60'E	2061	"
23257-1	KAL	74°52.65'N	11°07.95'E	2482	"
23258-2	KAL	74°59.88'N	13°58.11'E	1768	"
23258-3	GKG	74°59.72'N	13°57.45'E	1781	"
23259-2	KOL	72°01.80'N	09°15.90'E	2518	"
23259-3	GKG	72°02.10'N	09°16.00'E	2511	"
23260-1	GKG	72°08.19'N	11°27.14'E	2089	"
23260-2	KOL	72°08.77'N	11°27.09'E	2084	"
23261-1	KOL	72°10.93'N	13°06.16'E	1628	"
23261-1	GKG	72°10.87'N	13°06.71'E	1625	"
23262-2	GKG	72°13.51'N	14°25.64'E	1130	"
23262-3	SL	72°13.60'N	14°25.64'E	1131	"
23269-1	KAL	71°26.30'N	00°40.10'E	2867	"
23269-2	GKG	71°26.30'N	00°39.80'E	2872	"
23294-3	GKG	72°22.00'N	10°35.70'E	2224	"
23294-4	KAL	72°22.50'N	10°34.40'E	2216	"

Tätigkeitsbericht TP B3 1991-92-93**PALÖKOLOGIE DES PELAGIALS****Teilprojektleiter: C. Samtleben / P. Schäfer****Mitarbeiter: H. Andruleit, A. Baumann, K.-H. Baumann, A. Kohly, S. Locker,
J. Matthiessen, A. Schröder, J. Thiede****Zusammenfassung**

Das Teilprojekt wurde 1991 neu eingerichtet. Sein Ziel ist es, mittels synoptischer Untersuchungen von Wasserproben, Fallenmaterial und Sedimentkernen die räumliche und zeitliche Entwicklung der Planktongemeinschaften im Jungquartär in ihren Abhängigkeiten von Paläoozeanographie und Paläoklima zu analysieren. Die Stromsysteme im Europäischen Nordmeer werden durch die lebenden Planktongemeinschaften, Sinkgemeinschaften und Fossilgemeinschaften des Oberflächensediments und der Sedimentsäule hinreichend gut abgebildet. Fallenuntersuchungen an kieseligen Planktern (Diatomeen, Radiolarien) aus dem Bereich des Norwegenstroms (Station NB6) und des Ostgrönlandstroms (Station OG3) belegen den unterschiedlich wirksamen, veränderlichen Einfluß von Lösung und Lateraltransport auf die Zusammensetzung der Planktongemeinschaften im Sediment. Die Analyse der Fossilgemeinschaften wurde bisher auf holozäne Sedimentkerne aus dem Bereich der Atlantikdrift und des Norwegenstroms konzentriert. Unterschiede im zeitlichen Einsetzen und in den Gesamthäufigkeiten der vier untersuchten Planktongruppen (Coccolithophoriden, Dinoflagellaten, Diatomeen und Radiolarien) im Europäischen Nordmeer im Vergleich zum Rockall-Plateau sind Ausdruck unterschiedlicher Lebensbedingungen in den Seegebieten. Synchrone Änderungen der Artenzusammensetzung aller Gruppen während des Holozäns, exemplarisch dargestellt an Kern 23071 vom Vøring-Plateau, belegen die Etablierung der heutigen Planktongemeinschaften in drei Schritten.

1. Einleitung

Phytoplanktonorganismen sind die Basis der marinen Ökosysteme. Sie bilden den Anfang der marinen Nahrungskette, beeinflussen über ihren Stoffwechsel den O₂/CO₂-Gehalt der Atmosphäre und damit auch das Klima, und ihre fossilen Reste sind die wichtigsten Indikatoren für die Rekonstruktion früherer Umweltverhältnisse.

Planktonorganismen spiegeln die ozeanographischen Verhältnisse besonders in den Oberflächenwassermassen eines Seegebietes wider, da sie in Vorkommen und Zusammensetzung unmittelbar von der Hydrographie der Wassermassen abhängig sind. Es ist daher grundsätzlich möglich, mit Hilfe der fossilen Reste ehemaliger Planktongemeinschaften in marinen Sedimenten paläoozeanographische Verhältnisse vergangener Zeitabschnitte zu rekonstruieren.

Im Europäischen Nordmeer wurden bisher nur einzelne Planktongruppen isoliert voneinander untersucht (u.a. Coccolithophoriden: GARD & BACKMAN, 1990; BAUMANN, 1990; Diatomeen: KOÇ-KARPUZ & SCHRADER, 1990; KOÇ-KARPUZ & JANSEN, 1992; Dinoflagellaten-Zysten: MATTHIESSEN, 1991; Radiolarien: PETRUSHEVSKAYA & BJØRKLUND, 1974; MOLINA-CRUZ, 1991). Da die verschiedenen Gruppen jedoch als Bestandteile regional differenzierter Planktongemeinschaften aufgefaßt werden sollten und nur gemeinsam die ozeanographischen Verhältnisse adäquat abbilden, wurde 1991 in dem neuen TP B3 damit begonnen, die lebenden und fossilen Planktongemeinschaften mit einem synoptischen Ansatz zu untersuchen.

Voraussetzungen für einen Vergleich von Lebendgemeinschaften mit Fossilgemeinschaften ist die Beschränkung auf fossil erhaltbare Planktongruppen. Die ausgewählten Gruppen (Coccolithophoriden, Diatomeen, Dinoflagellaten-Zysten, Radiolarien) umfassen sowohl autotroph produzierende Pflanzen, als auch heterotroph lebende Tiere. Sie haben Skelette und Hüllen aus verschiedenen Materialien und unterscheiden sich daher im Erhaltungspotential. Die unterschiedliche Biologie bedingt voneinander abweichende Lebensweisen und -strategien und damit auch differierende Abhängigkeiten von verschiedenen ökologischen Faktoren (Tab. B3-1).

Dem synoptischen Ansatz folgend werden die verschiedenen Planktongruppen an vier Stationen im Bereich der Nordatlantik-Drift und des Norwegenstromes in identischen Proben untersucht. Zum Vergleich des Einflusses unterschiedlicher Wassermassen auf die Planktongemeinschaften wird im Bereich der Arktischen Domäne (Jan-Mayen-Strom) eine weitere Station bearbeitet (Abb. B3-1).

Die Untersuchungen erfolgen an lebenden Planktongemeinschaften, Sinkstoffallenmaterial aus der Grönlandsee und der Norwegensee und jungquartären Sedimenten (Abb. B3-1). Hierbei stehen folgende Themen zur Untersuchung, die die aufeinanderfolgenden Schritte bei der Entstehung von Fossilgemeinschaften umfassen:

Tab. B3-1: Biologische Charakteristika von Diatomeen, Coccolithophoriden, Dinoflagellaten und Radiolarien.

	Diatomeen	Coccolithoph.	Dinoflagellaten	Radiolarien
Ökologie	PHYTOPLANKTON autotroph z.T. heterotroph ca. 50% heterotroph u.a. Bakterien u.a. Diatomeen Licht, Nährstoffe, Temperatur, Salinität			ZOOPLANKTON symbiontisch carniv. und herbiv. Ernährung unterschiedl. Tiefenhabitate
Skelett- Hüllenmaterial	Opal	CaCO ₃	Zellulose/Sporopoll.	Opal
Vorkommen im Jahresgang	Frühling/ Sommer	den Diatomeen nachlaufend	breites Maximum	Sommer/Herbst
maximale Anzahl/l	mehrere 10 Mio./l	mehrere 10 Mio./l	mehrere 10 Mio./l Zysten-2000/l	10/l
Anzahl von Arten in der Wassersäule/ Sediment	ca.50 / ca.30	20-30 / 7(3)	30 (Zysten)	ca. 60 / ca.50

- Verbreitung der Planktongruppen im Pelagial im Hinblick auf den Jahresgang und ihre horizontale und vertikale Verbreitung in den Wassermassen. Dabei wird die Kopplung einzelner Arten bzw. Artengruppen an unterschiedliche ökologische Faktoren und hydrographische Parameter besonders berücksichtigt.
- Partikeltransport durch die Wassersäule und Veränderungen der planktischen Sinkgemeinschaft unter Berücksichtigung der Bindung an die Saisonalität der Phytoplanktonproduktion sowie des unterschiedlichen Erhaltungspotentials von Skelett und Hüllen der verschiedenen Gruppen.
- Vorkommen und Zusammensetzung von Fossilgemeinschaften in Oberflächensedimenten und ihr Vergleich mit den Lebendgemeinschaften der überlagernden Wassermassen. Diese Untersuchungen sollen klären, inwieweit die Fossilgemeinschaften die ehemaligen

Lebendgemeinschaften widerspiegeln und dadurch Rückschlüsse auf den Lebensraum und die kennzeichnenden ökologischen Faktoren erlauben.

- Vorkommen, Zusammensetzung und Häufigkeit der verschiedenen Planktongruppen im Jungquartär. Durch den quantitativen Vergleich der verschiedenen Gruppen können diagenetische Einflüsse von ökologischen Gegebenheiten getrennt und Aussagen über die Entwicklung der Planktongemeinschaften im Jungquartär getroffen werden.

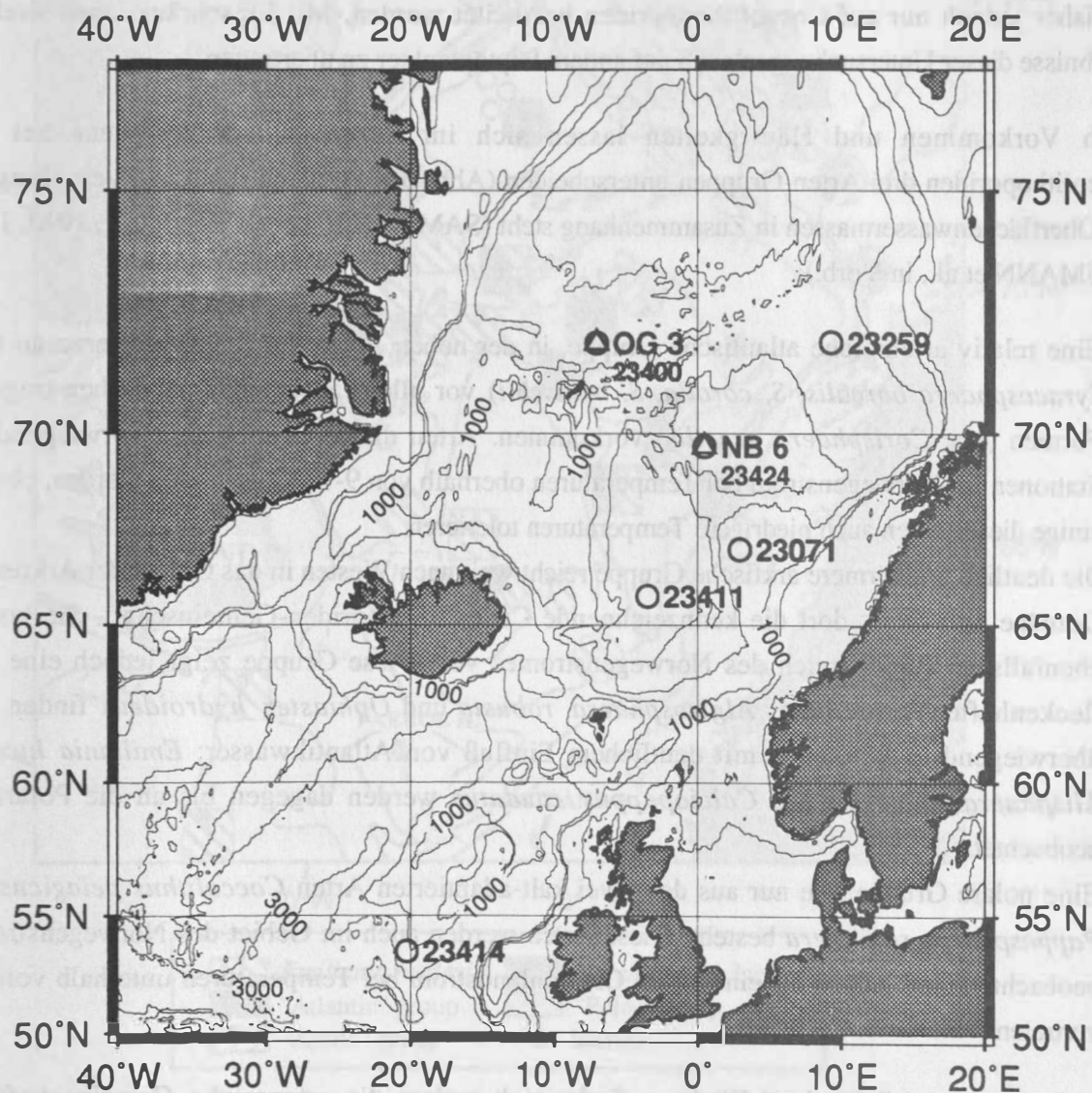


Abb. B3-1: Karte mit Lage der Sinkstofffallen OG 3 aus der Grönlandsee und NB 6 aus der Norwegensee (Dreiecke), Kernstationen (Kreise) und Bathymetrie (Tiefenangaben in Metern).

Die Untersuchungen haben zum Ziel, die Entwicklung der Planktongemeinschaften des nördlichen Nordatlantiks im Jungquartär in ihren Abhängigkeiten von ökologischen Bedingungen zu verfolgen.

Dies erlaubt, die ozeanographisch-klimatischen Verhältnisse dieses Seegebietes und ihre Veränderungen zu rekonstruieren.

2. Ergebnisse aus Planktonuntersuchungen

Seit 1987 werden Untersuchungen zu Vorkommen, Verteilung und Häufigkeiten der ausgewählten Planktongruppen durchgeführt. Ein größerer Probensatz (über 70 Stationen mit mehr als 200 Proben) ist bisher jedoch nur auf Coccolithophoriden bearbeitet worden. Mit Einschränkungen sind die Ergebnisse dieser Untersuchungen auch auf andere Phytoplankter zu übertragen.

Nach Vorkommen und Häufigkeiten lassen sich im Europäischen Nordmeer bei den Coccolithophoriden drei Arten-Gruppen unterscheiden (Abb. B3- 2), deren regionale Verteilung mit den Oberflächenwassermassen in Zusammenhang steht (SAMTLEBEN & SCHRÖDER, 1990, 1992; BAUMANN et al., in Vorb.):

- (1) Eine relativ artenreiche atlantische Gruppe, in der neben Arten der Syracosphaeraceae (z.B. *Syracosphaera borealis*, *S. corolla*, *S. molischii*) vor allem auch Holococcolithen-tragende Formen (u.a. *Corisphaera gracilis*) vorkommen. Arten dieser Gruppe sind vorwiegend auf Stationen im Norwegenstrom bei Temperaturen oberhalb von 9-10°C gefunden worden, obwohl einige dieser Arten auch niedrigere Temperaturen tolerieren.
- (2) Die deutlich artenärmere arktische Gruppe reicht weit nach Westen in das Gebiet der Arktischen Domäne und bildet dort die kennzeichnende Coccolithophoriden-Gemeinschaft. Sie kommt ebenfalls im Randbereich des Norwegenstromes vor. Diese Gruppe zeigt jedoch eine sehr fleckenhafte Verbreitung: *Algirosphaera robusta* und *Ophiaster hydroideus* finden sich überwiegend in Bereichen mit deutlichem Einfluß von Atlantikwasser; *Emiliania huxleyi*, *Alisphaera unicornis* und *Calciopappus caudatus* werden dagegen bis an die Polarfront beobachtet.
- (3) Eine polare Gruppe, die nur aus den zwei kalt-adaptierten Arten *Coccolithus pelagicus* und *Papposphaera sagittifera* besteht. Diese Arten werden auch im Gebiet des Norwegenstromes beobachtet, sind jedoch als einzige im Ostgrönlandstrom bei Temperaturen unterhalb von 0°C vertreten.

Südlich des Island-Schottland-Rückens findet sich zudem die artenreiche Gemeinschaft des Nordatlantiks, von der im Spätsommer Teile bis in den nördlichen Bereich des Europäischen Nordmeeres verdriftet werden. Die allgemein nordwärtige Abnahme der Artenzahlen läßt sich primär mit dem limitierenden Einfluß von Wassertemperaturen erklären.

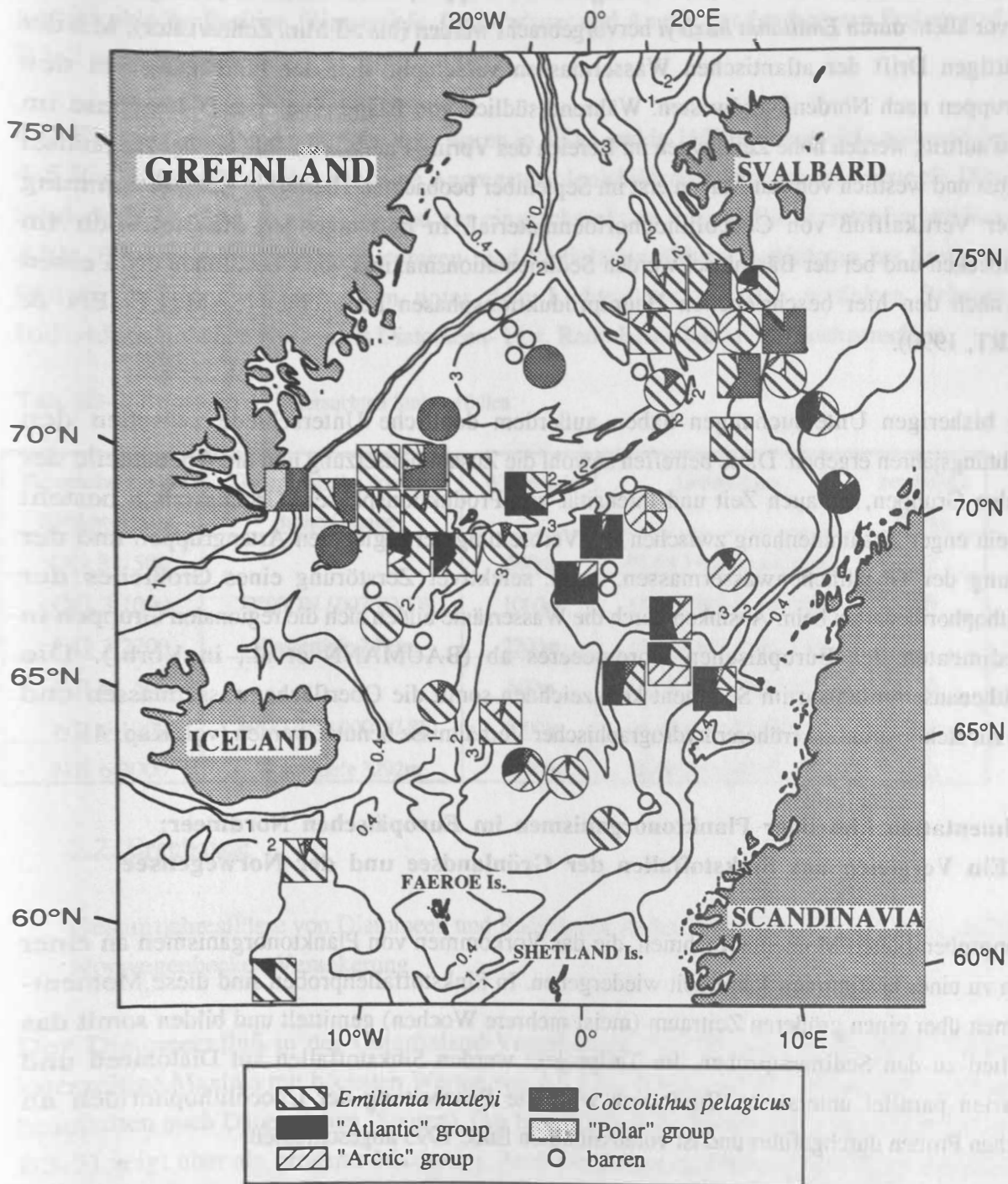


Abb. B3-2: Häufigkeiten der unterschiedenen Cocolithophoriden-Gruppen im Plankton des Europäischen Nordmeeres (Kreise: Winter/Frühjahr-Proben; Vierecke: Sommer/ Spätsommer-Proben), Tiefenangaben in 1000 Metern.

Die regionalen Gruppen unterliegen einem ausgeprägten Jahresgang, der in großen Unterschieden zwischen Sommer- und Winter/Frühjahr-Halbjahren deutlich wird. Dabei verändern sich die

Häufigkeiten einzelner Arten innerhalb der regionalen Gruppen, wobei im Sommerhalbjahr starke Blüten vor allem durch *Emiliania huxleyi* hervorgebracht werden (bis >3 Mio. Zellen/Liter). Mit der nordwärtigen Drift der atlantischen Wassermassen verschiebt sich der Jahresgang bei den Artengruppen nach Norden/Nordwesten. Während südlich von Island eine erste Blütenphase im Mai/Juni auftritt, werden hohe Zelldichten im Bereich des Vøring-Plateaus im Juli, bei der Bäreninsel im August und westlich von Jan-Mayen erst im September beobachtet. Hiermit in Übereinstimmung steht der Vertikalfluß von Coccolithophoridenmaterial. In tiefhängenden Sinkstofffallen im Lofotenbecken und bei der Bäreninsel werden Sedimentationsmaxima von Coccolithen etwa einen Monat nach den hier beschriebenen Hauptproduktionsphasen beobachtet (SAMTLEBEN & BICKERT, 1990).

Unsere bisherigen Untersuchungen haben außerdem deutliche Unterschiede zwischen den Beobachtungsjahren ergeben. Diese betreffen sowohl die Zusammensetzung und die Artenanteile der regionalen Gruppen, als auch Zeit und Intensität von Produktionsphasen. Grundsätzlich besteht jedoch ein enger Zusammenhang zwischen der Verbreitung der regionalen Artengruppen und der Verteilung der Oberflächenwassermassen. Trotz selektiver Zerstörung eines Großteiles der Coccolithophoridenarten beim Absinken durch die Wassersäule bilden sich die regionalen Gruppen in den Sedimenten des Europäischen Nordmeeres ab (BAUMANN et al., in Vorb.). Die Coccolithenansammlungen im Sediment kennzeichnen somit die Oberflächenwassermassen und können zur Rekonstruktion früherer hydrographischer Verhältnisse benutzt werden (vgl. Kap. 4).

3. Sedimentation kieseliger Planktonorganismen im Europäischen Nordmeer:

Ein Vergleich aus Sinkstoffallen der Grönlandsee und der Norwegensee

Planktonproben bieten Momentaufnahmen, die das Vorkommen von Planktonorganismen an einer Position zu einer bestimmten Jahreszeit wiedergeben. In Sinkstoffallenproben sind diese Momentaufnahmen über einen größeren Zeitraum (meist mehrere Wochen) gemittelt und bilden somit das Bindeglied zu den Sedimentproben. Im Teilprojekt wurden Sinkstoffallen auf Diatomeen und Radiolarien parallel untersucht. Zusätzlich wird die Bearbeitung der Coccolithophoriden an identischen Proben durchgeführt und ist voraussichtlich Ende 1993 abgeschlossen.

3.1. Material und Methoden

Aus der Grönlandsee und aus der Norwegensee wurde jeweils ein Jahresgang zeitgesteuerter Sinkstoffallen ausgewertet (OG 3 und NB 6). Für Diatomeen und Radiolarien werden Gesamtjahresflüsse und Artenspektren der Vergesellschaftungen dargestellt. Jede Verankerung bestand aus drei Sinkstoffallen in vergleichbaren Wassertiefen. Es wurden 105 Proben bearbeitet. Die

Positionen der Sinkstofffallen gehen aus Abb. B3-1 hervor, die Kenndaten der Sinkstofffallen wie geographische Position, Wassertiefe, Einsatzdauer und Anzahl der bearbeiteten Proben sind in Tab. B3-2 wiedergegeben.

Die Sinkstofffallen in der Grönlandsee waren in 500m und in 1000m Wassertiefe während der letzten 4-5 Fangintervalle durch schleimige Aggregate koloniebildender Phaeodarien verstopft. Diese Daten sind deshalb nicht vergleichbar und nur eingeschränkt zu deuten. Die Verstopfungszeiten sind in Abb. B3-3 gekennzeichnet. Diatomeen- und Radiolarienzählungen erfolgten zur Bestimmung der Flüsse und der Artenspektren unter dem Lichtmikroskop. Die gezählten Schalen- bzw. Individueneinheiten wurden als Diatomeen- bzw. Radiolarienfluß $\text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$ hochgerechnet.

Tab. B3-2: Kenndaten der untersuchten Sinkstofffallen.

Bezeichnung der Sinkstofffalle	Geographische Position Breite / Länge	Wassertiefe	Einsatzdauer	bearbeitete Proben
OG 3 500	72°00,7N / 007°02,5W Wassertiefe 2499m	500m	01.08.1989-15.06.1990	17
OG 3 1000		1000m	15.07.1989-21.08.1990	20
OG 3 2200		2200m	15.07.1989-10.12.1989	8
NB 6 500	69°41,2N / 000°27,8E Wassertiefe 3292m	500m	06.08.1991-07.07.1992	20
NB 6 1000		1000m	06.08.1991-07.07.1992	20
NB 6 3000		3000m	06.08.1991-07.07.1992	20

3.2. Ergebnisse

Gesamtjahresflüsse von Diatomeen und Radiolarien in der Ostgrönland-Verankerung und der Norwegenbecken-Verankerung

Der Diatomeenfluß in der Ostgrönland-Verankerung (OG 3) zeigt in der 500m Sinkstofffalle kurzzeitige Maxima mit höchsten Werten von 4,5 Mio. Schalen $\text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$ im September. Diese Werte beinhalten auch Dauerstadien (Sporen). Der Hauptfluß an Radiolarien tritt fast zeitgleich auf (Abb. B3-3) zeigt aber ein breiteres Maximum. Auch im Winter ist noch ein deutlicher Radiolarienfluß (mehrere 100 Individuen $\text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$) zu verzeichnen, während der Diatomeenfluß in dieser Zeit fast völlig zurückgeht. Der Vergleich der Flüsse von Diatomeen und Radiolarien der drei Sinkstoffallen macht deutlich, daß die Diatomeen auf ihrem Weg durch die Wassersäule stark gelöst werden. So wurde von 500m auf 1000m bereits eine Abnahme um 70 % und von 1000m auf 2200m eine nochmalige Abnahme um 50% festgestellt. Diese drastische Reduzierung der Diatomeen steht im Gegensatz zum Radiolarienfluß, der in allen Tiefen prinzipiell die gleiche Größenordnung aufweist (Abb. B3-3).

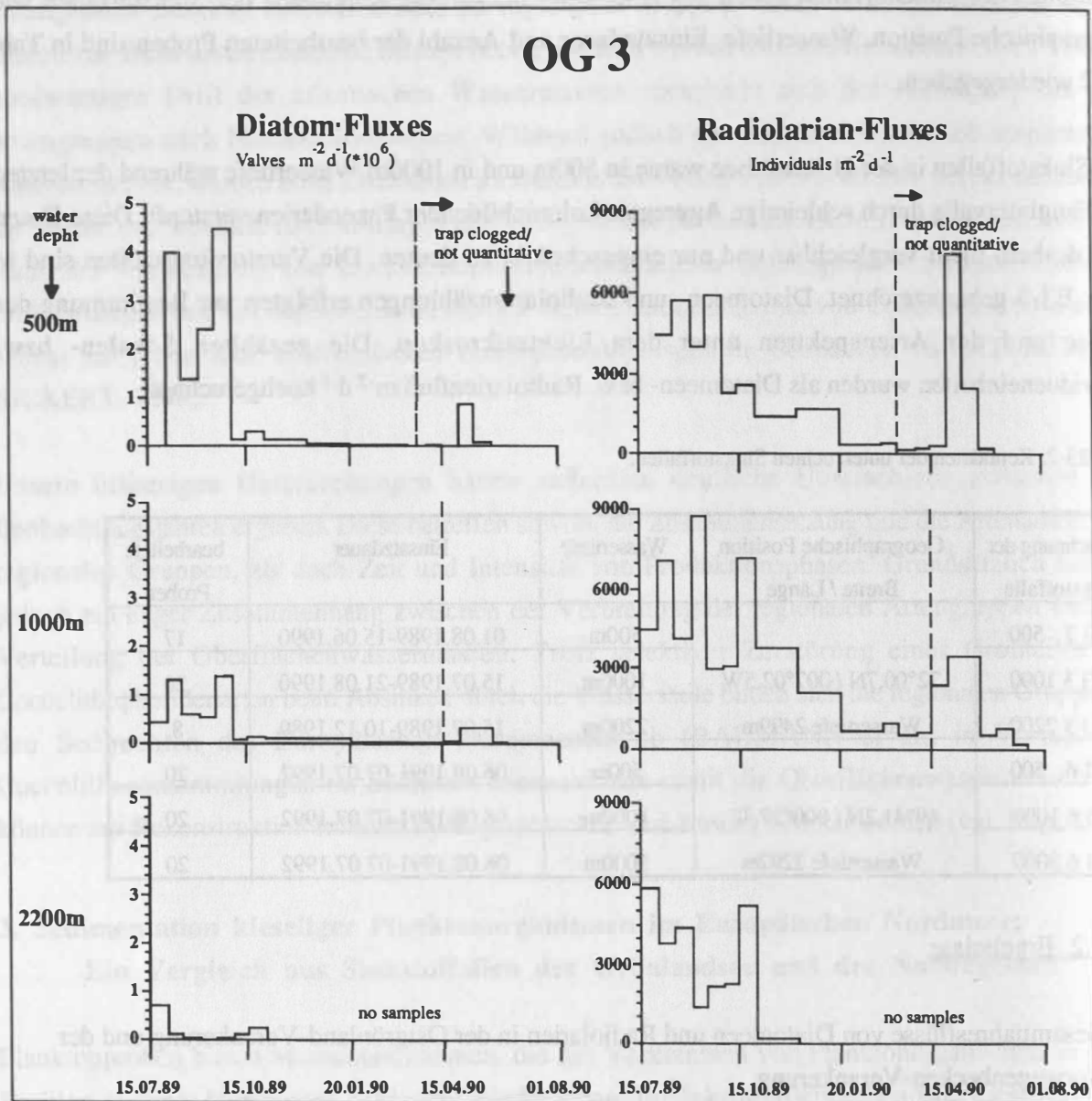


Abb. B3- 3: OG 3: Flüsse von Diatomeen und Radiolarien aus drei Tiefenstufen.

Im Gegensatz zur OG 3 zeigt die Norwegenbecken-Verankerung (NB 6) neben der saisonalen Sedimentation in 500m und 1000m besonders in der tiefsten Sinkstoffalle bei 3000m Wassertiefe (ca. 300m über Grund) einen hohen Anteil an resuspendiertem bzw. lateral transportiertem Material. Sinkstoffallen-Untersuchungen auf dem Vøring-Plateau durch BATHMANN et al. (1990) zeigen ein grundsätzlich vergleichbares Muster in der Sedimentation und der Saisonalität wie die Verankerung im Norwegenbecken. Der Jahresgang 1991/1992 weist jedoch eine deutlich verringerte Diatomeen-Sedimentation auf. Der Diatomeenfluß erreicht maximale Werte von nur 0,3 Mio. Schalen $\text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$ im Spätherbst. Es ist zu vermuten, daß die Frühjahrsblüte während der Laufzeit dieser Verankerung

nicht aufgezeichnet wurde. Die hohen Werte im Spätherbst werden durch eine sedimentierte Blüte von *Nitzschia* spp. hervorgerufen, die nicht als Hauptblütenphase interpretiert wird. In 1000m Tiefe zeigt sich das gleiche Bild, allerdings ist der Diatomeenfluß, bedingt durch Kieselsäurelösung, leicht erniedrigt (Abb. B3-4).

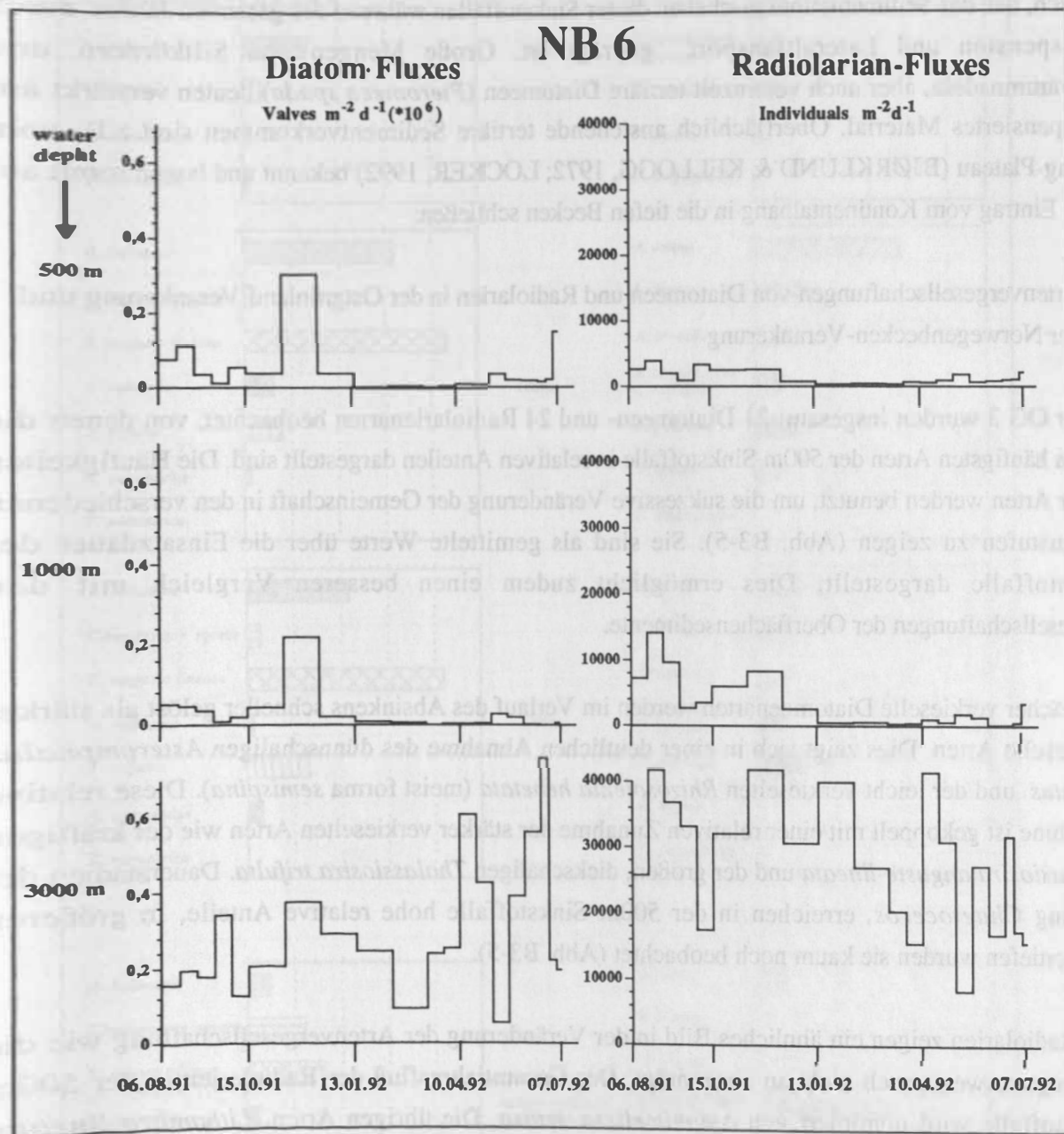


Abb. B3-4: NB 6: Flüsse von Diatomeen und Radiolarien aus drei Tiefenstufen.

Die Radiolarien-Untersuchungen ergaben prinzipiell ein ähnliches Bild. Sie zeigen in 500m Tiefe ebenfalls eine deutliche Saisonalität mit einem breiten, zweigeteilten Maximum vom Sommer bis zum Spätherbst. Bereits in 1000m Wassertiefe ist eine Zunahme des Radiolarienflusses (max. 3-fach) zu verzeichnen. Die Saisonalität, die in der 500m Sinkstoffalle dokumentiert wird, zeichnet sich auch in

der 1000m Sinkstoffalle nach. Eine Zunahme der Flüsse wird ebenfalls in den Grundparametern (Trockengewicht, SiO₂ und partikulärem organischem Kohlenstoff [POC]) beobachtet. In 3000m Tiefe zeigt sich eine starke Erhöhung der Flüsse sowohl der Diatomeen als auch der Radiolarien und der Grundparameter. Eine Saisonalität ist nicht mehr erkennbar. Diese Beobachtungen machen deutlich, daß das Sedimentationsgeschehen dieser Sinkstoffallen während des gesamten Jahres durch Resuspension und Lateraltransport geprägt ist. Große Mengen von Siltkörnern und Schwammnadeln, aber auch vereinzelt tertiäre Diatomeen (*Pterotheca spada*) deuten verstärkt auf resuspendiertes Material. Oberflächlich anstehende tertiäre Sedimentvorkommen sind z.B. vom Vøring-Plateau (BJØRKLUND & KELLOGG, 1972; LOCKER, 1992) bekannt und lassen somit auf einen Eintrag vom Kontinentalhang in die tiefen Becken schließen.

Artenvergesellschaftungen von Diatomeen und Radiolarien in der Ostgrönland-Verankerung und der Norwegenbecken-Verankerung

In der OG 3 wurden insgesamt 21 Diatomeen- und 24 Radiolarienarten beobachtet, von denen die sieben häufigsten Arten der 500m Sinkstoffalle in relativen Anteilen dargestellt sind. Die Häufigkeiten dieser Arten werden benutzt, um die sukzessive Veränderung der Gemeinschaft in den verschiedenen Tiefenstufen zu zeigen (Abb. B3-5). Sie sind als gemittelte Werte über die Einsatzdauer der Sinkstoffalle dargestellt. Dies ermöglicht zudem einen besseren Vergleich mit den Vergesellschaftungen der Oberflächensedimente.

Schwächer verkieselte Diatomeenarten werden im Verlauf des Absinkens schneller gelöst als stärker verkieselte Arten. Dies zeigt sich in einer deutlichen Abnahme des dünnchaligen *Asteromphalus robustus* und der leicht verkieselten *Rhizosolenia hebetata* (meist forma *semispina*). Diese relative Abnahme ist gekoppelt mit einer relativen Zunahme der stärker verkieselten Arten wie der kräftigen *Thalassiosira anguste-lineata* und der großen, dickschaligen *Thalassiosira trifulta*. Dauerstadien der Gattung *Chaetoceros*, erreichen in der 500m Sinkstoffalle hohe relative Anteile. In größeren Wassertiefen wurden sie kaum noch beobachtet (Abb. B3-5).

Die Radiolarien zeigen ein ähnliches Bild in der Veränderung der Artenvergesellschaftung wie die Diatomeen, wenn auch nicht so ausgeprägt. Der Gesamtjahresfluß der Radiolarien in der 500m Sinkstoffalle wird dominiert von *Amphimelissa setosa*. Die übrigen Arten, *Lithomitra lineata*, *Artobotrys borealis*, *Echinomma leptodermum* zusammen mit *Chromechinus borealis* und *Pseudodictyophimus gracilipes* erreichen jeweils nur 8-10% des Gesamtjahresflusses. In den beiden tieferen Fallen ist eine Abnahme bei *A. setosa* zu verzeichnen, verbunden mit einer relativen Zunahmen der übrigen Arten (Abb. B3- 5).

Bei den Radiolarien wurde eine Differenzierung der Tiefenhabitate erkannt. In der 1000m Sinkstofffalle wird ein verstärktes bzw. erstmaliges Vorkommen der Radiolarienarten *Artostrobos annulatus*, *Cycladophora davisiana* und *Lithostrobos botryocytis* beobachtet. Dieser Trend läßt sich für diese drei Arten besonders auch in der 2200m Sinkstofffalle bei der Betrachtung der absoluten Flußraten verfolgen (Abb. B3-6). Die Darstellung der Gesamtflußraten über das Jahr und der leicht verkieselten Art *A. setosa* soll den Vergleich mit der Gesamtgemeinschaft ermöglichen. Ein lateraler Transport, der ebenfalls in Betracht gezogen werden muß, scheint unwahrscheinlich, da sich in der Norwegenbecken-Verankerung ein ähnliches Bild abzeichnet. Zudem wird zumindest für *C. davisiana* und *A. annulatus* ein tieferes Habitat aufgrund ihrer Verteilung in Oberflächensedimenten aus unterschiedlichen Wassertiefen angenommen (PETRUSHEVSKAYA & BJÖRKLUND, 1974).

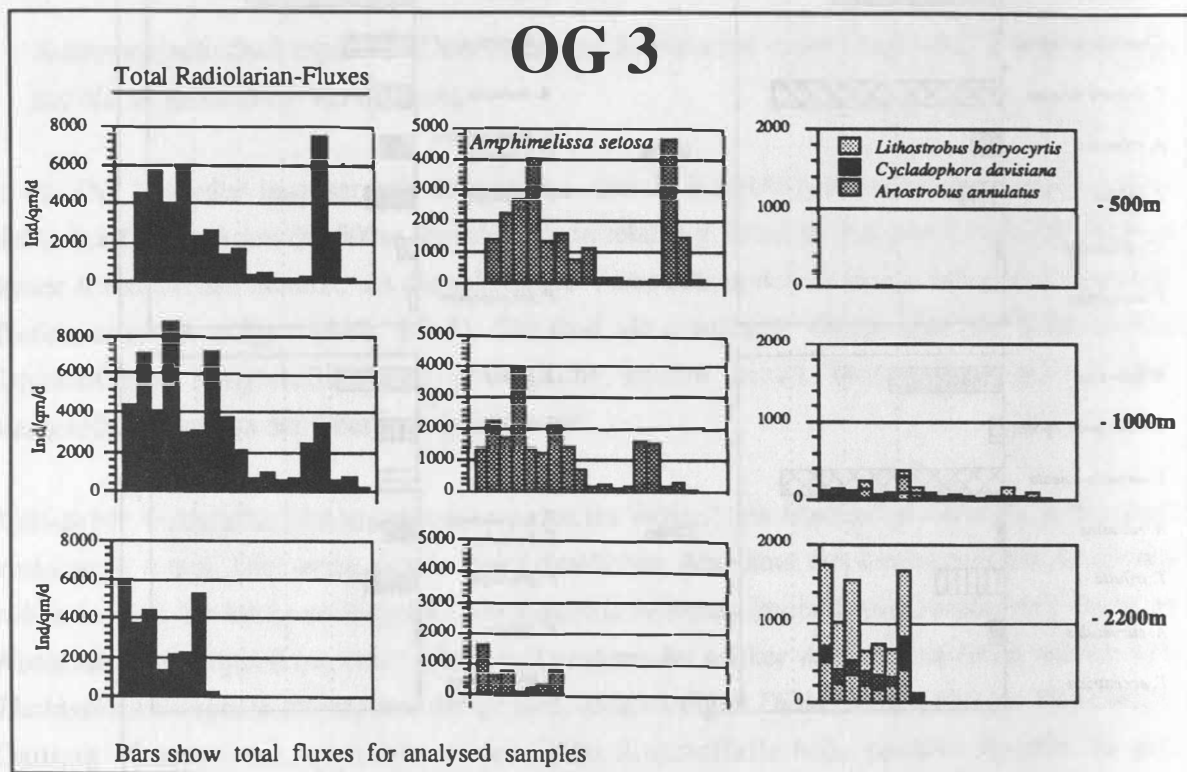


Abb. B3-6: Absolute Anteile aller Radiolarien, der leicht verkieselten Art *A. setosa* und der tiefliebenden Arten *A. annulatus*, *C. davisiana* und *L. botryocytis*.

Die NB 6 zeichnet sich durch eine hohe Diversität aus. Insgesamt wurden 46 Diatomeen- und 47 Radiolarienarten unterschieden. Die Diatomeenvergesellschaftung der NB 6 zeigt ein deutlich anderes Artenspektrum als die von polaren Wassermassen beeinflusste OG 3. Zu den häufigsten Arten in der 500m Sinkstofffalle gehören *Thalassiosira antarctica*, *Thalassiosira tenera* und *Rhizosolenia styliformis* (Abb. B3-7). Bedingt durch die erwähnte hohe Spätherbstsedimentation erreichen *Nitzschia*-Arten relative Häufigkeiten von 38%. Auch in der NB 6 wird eine Veränderung der Artenvergesellschaftung mit der Wassertiefe beobachtet.

Bei den Radiolarien wurde eine Differenzierung der Tiefenhabitate erkannt. In der 1000m Sinkstoffalle wird ein verstärktes bzw. erstmaliges Vorkommen der Radiolarienarten *Artostrobos annulatus*, *Cycladophora davisiana* und *Lithostrobos botryocytis* beobachtet. Dieser Trend läßt sich für diese drei Arten besonders auch in der 2200m Sinkstoffalle bei der Betrachtung der absoluten Flußraten verfolgen (Abb. B3-6). Die Darstellung der Gesamtflußraten über das Jahr und der leicht verkieselten Art *A. setosa* soll den Vergleich mit der Gesamtgemeinschaft ermöglichen. Ein lateraler Transport, der ebenfalls in Betracht gezogen werden muß, scheint unwahrscheinlich, da sich in der Norwegenbecken-Verankerung ein ähnliches Bild abzeichnet. Zudem wird zumindest für *C. davisiana* und *A. annulatus* ein tieferes Habitat aufgrund ihrer Verteilung in Oberflächensedimenten aus unterschiedlichen Wassertiefen angenommen (PETRUSHEVSKAYA & BJÖRKLUND, 1974).

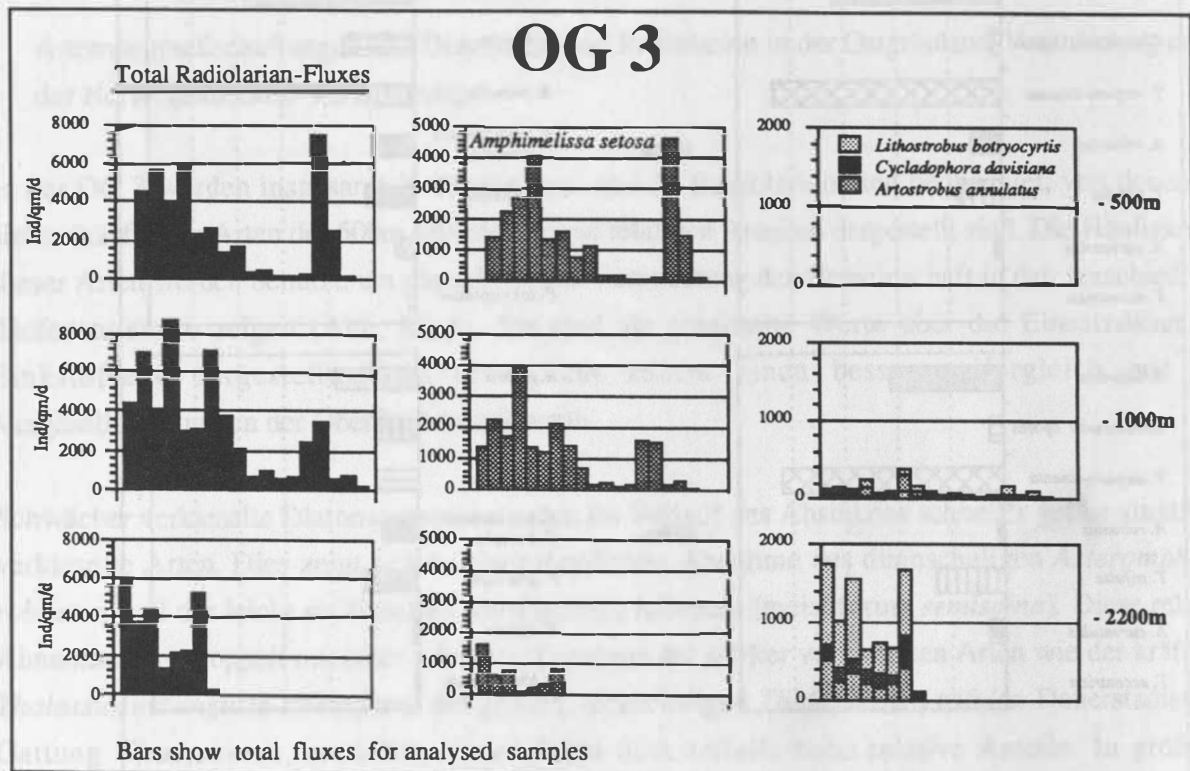


Abb. B3-6: Absolute Anteile aller Radiolarien, der leicht verkieselten Art *A. setosa* und der tieflebenden Arten *A. annulatus*, *C. davisiana* und *L. botryocytis*.

Die NB 6 zeichnet sich durch eine hohe Diversität aus. Insgesamt wurden 46 Diatomeen- und 47 Radiolarienarten unterschieden. Die Diatomeenvergesellschaftung der NB 6 zeigt ein deutlich anderes Artenspektrum als die von polaren Wassermassen beeinflusste OG 3. Zu den häufigsten Arten in der 500m Sinkstoffalle gehören *Thalassiosira antarctica*, *Thalassiosira tenera* und *Rhizosolenia styliformis* (Abb. B3-7). Bedingt durch die erwähnte hohe Spätherbtsedimentation erreichen *Nitzschia*-Arten relative Häufigkeiten von 38%. Auch in der NB 6 wird eine Veränderung der Artenvergesellschaftung mit der Wassertiefe beobachtet.

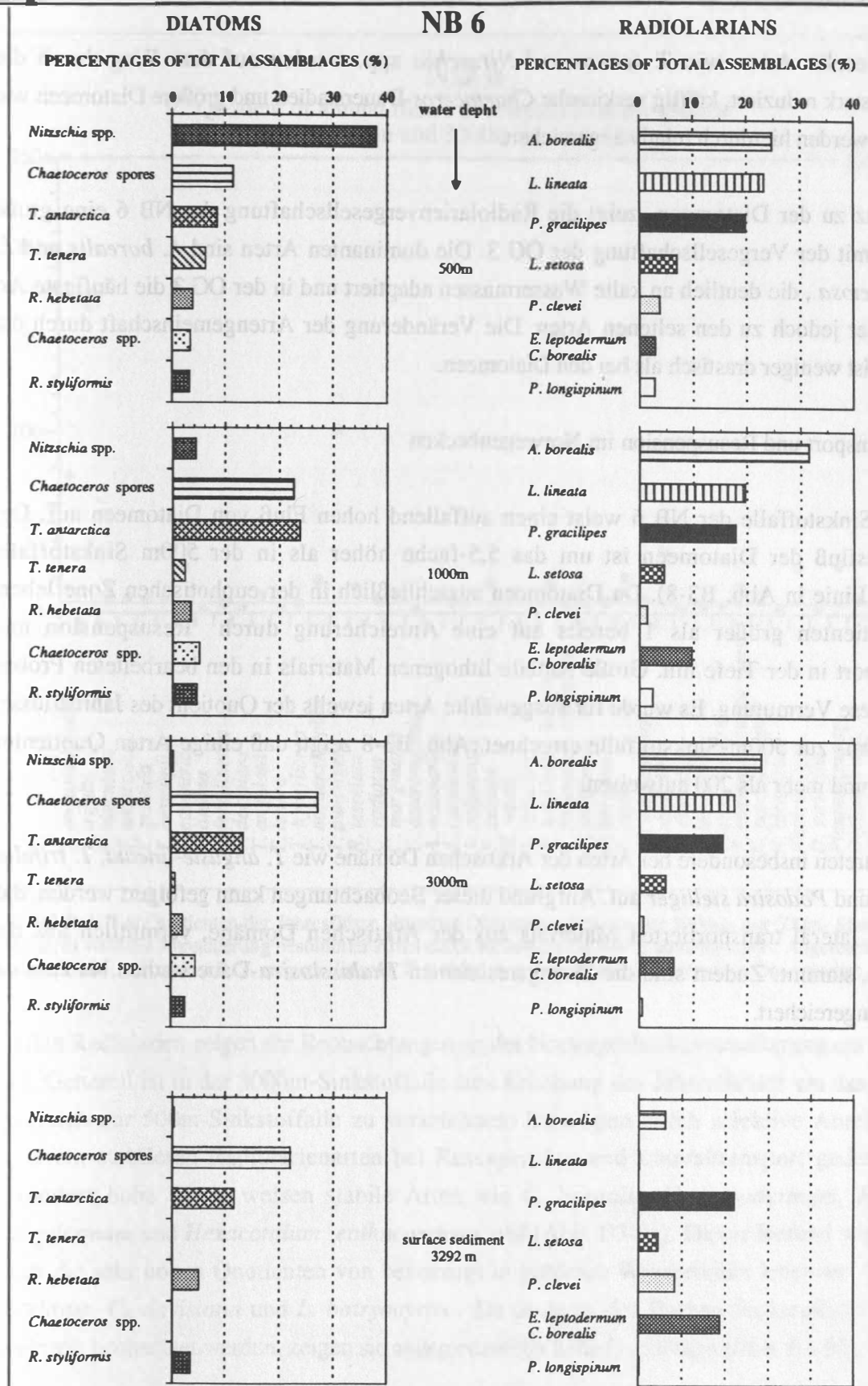


Abb. B3-7: NB 6: Relative Anteile der sieben häufigsten Diatomeen- und Radiolarienarten aus der 500m Sinkstoffalle. Dargestellt sind die Veränderungen dieser Gemeinschaften über verschiedene Wassertiefen und der Vergleich mit dem unterlagernden Sediment.

Leicht verkieselte Arten wie *T. tenera* und *Nitzschia* spp. werden auf dem Weg durch die Wassersäule stark reduziert, kräftig verkieselte *Chaetoceros*-Dauerstadien und größere Diatomeen wie *T. antarctica* werden hierdurch relativ angereichert.

Im Gegensatz zu der Diatomeen- zeigt die Radiolarienvergesellschaftung der NB 6 eine große Ähnlichkeit mit der Vergesellschaftung der OG 3. Die dominanten Arten sind *A. borealis* und *L. lineata*. *A. setosa*, die deutlich an kalte Wassermassen adaptiert und in der OG 3 die häufigste Art ist, gehört hier jedoch zu den seltenen Arten. Die Veränderung der Artengemeinschaft durch die Wassersäule ist weniger drastisch als bei den Diatomeen.

Lateraltransport und Resuspension im Norwegenbecken

Die 3000m Sinkstofffalle der NB 6 weist einen auffallend hohen Fluß von Diatomeen auf. Der Gesamtjahresfluß der Diatomeen ist um das 5,5-fache höher als in der 500m Sinkstofffalle (horizontale Linie in Abb. B3-8). Da Diatomeen ausschließlich in der euphotischen Zone leben, deuten Quotienten größer als 1 bereits auf eine Anreicherung durch Resuspension und Lateraltransport in der Tiefe hin. Große Anteile lithogenen Materials in den bearbeiteten Proben bestätigen diese Vermutung. Es wurde für ausgewählte Arten jeweils der Quotient des Jahresflusses aus der 3000m- zur 500m-Sinkstofffalle errechnet. Abb. B3-8 zeigt, daß einige Arten Quotienten zwischen 50 und mehr als 200 aufweisen.

Hohe Werte treten insbesondere bei Arten der Arktischen Domäne wie *T. anguste-lineata*, *T. trifulta*, *A. robustus* und *Podosira stelliger* auf. Aufgrund dieser Beobachtungen kann gefolgert werden, daß ein Teil des lateral transportierten Materials aus der Arktischen Domäne, vermutlich aus der Grönlandsee, stammt. Zudem sind die lösungsresistenten *Thalassiosira*-Dauerstadien bis zum ca. 600-fachen angereichert.

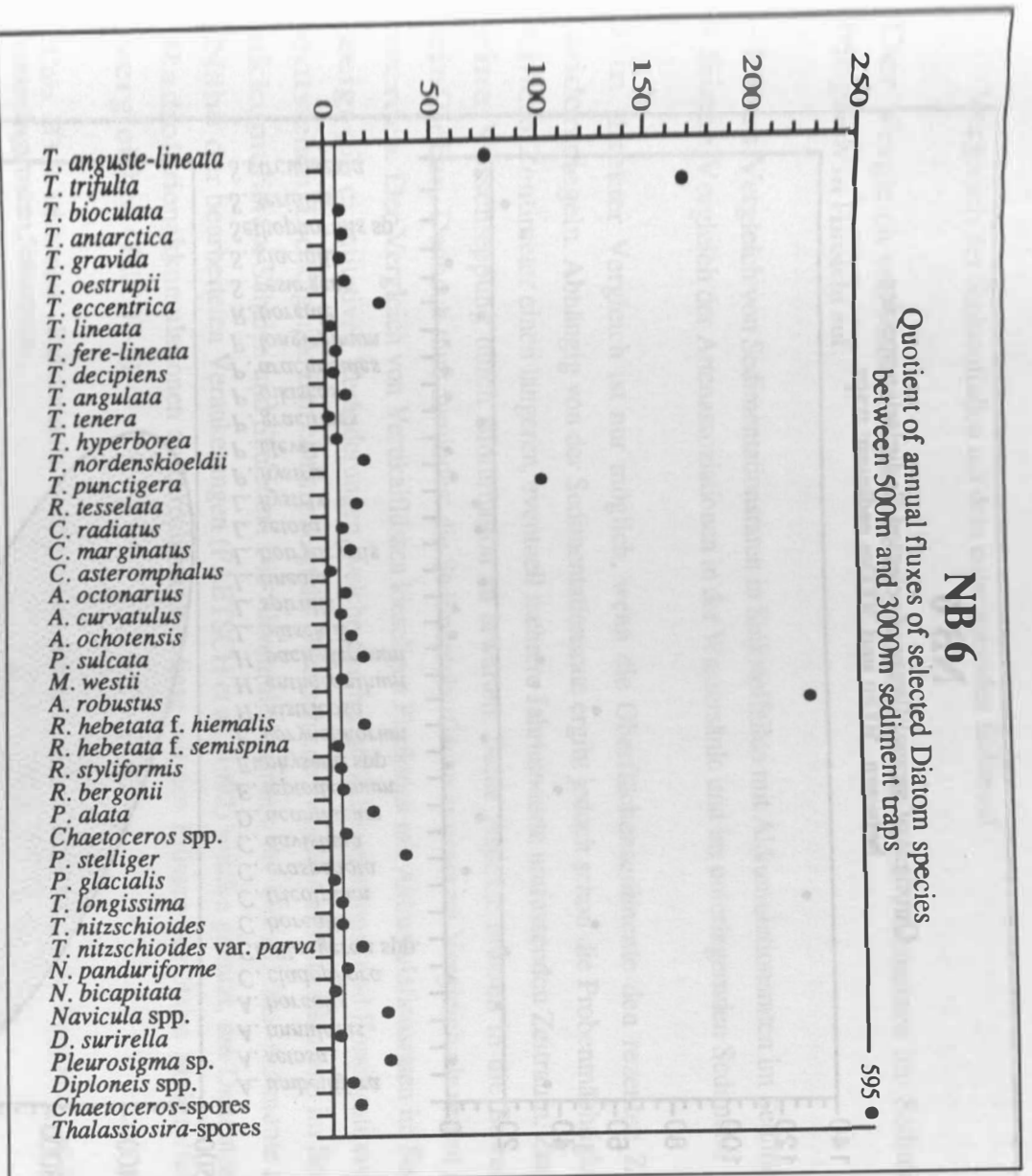


Abb. B3-8: NB 6: Quotienten der Jahresflüsse einzelner Diatomeenarten aus der 3000m- zur 500m- Sinkstioffalle. Dargestellt wird die Anreicherung bestimmter Arten durch Resuspension bzw. Lateraltransport. Angereichert werden kalt-adaptierte Arten wie z.B. *T. anguste-lineata*, *T. trifulta*, *A. robustus* und *Thalassiosira*-Dauerstadien.

Bei den Radiolarien zeigen die Beobachtungen an der Norwegenbeckenverankerung ein komplexeres Bild. Generell ist in der 3000m-Sinkstioffalle eine Erhöhung des Jahresflusses um das 20-fache im Vergleich zur 500m-Sinkstioffalle zu verzeichnen. Dies kann durch selektive Anreicherung der größeren, stabileren Radiolarienarten bei Resuspension und Lateraltransport gedeutet werden. Besonders hohe Werte weisen stabile Arten wie *C. borealis*, *E. leptodermum*, *Hexaconitium pachydermum* und *Hexaconitium enthacanthum* auf (Abb. B3-9a). Dieser Befund wird überlagert durch die sehr hohen Quotienten von bevorzugt in größeren Wassertiefen lebender Arten, wie *A. annulatus*, *C. davisiana* und *L. borryocyrus*. Da diese in der flachen Sinkstioffalle (500m) nur vereinzelt beobachtet werden, zeigen sie außerordentlich hohe Quotienten (Abb. B3-9b).

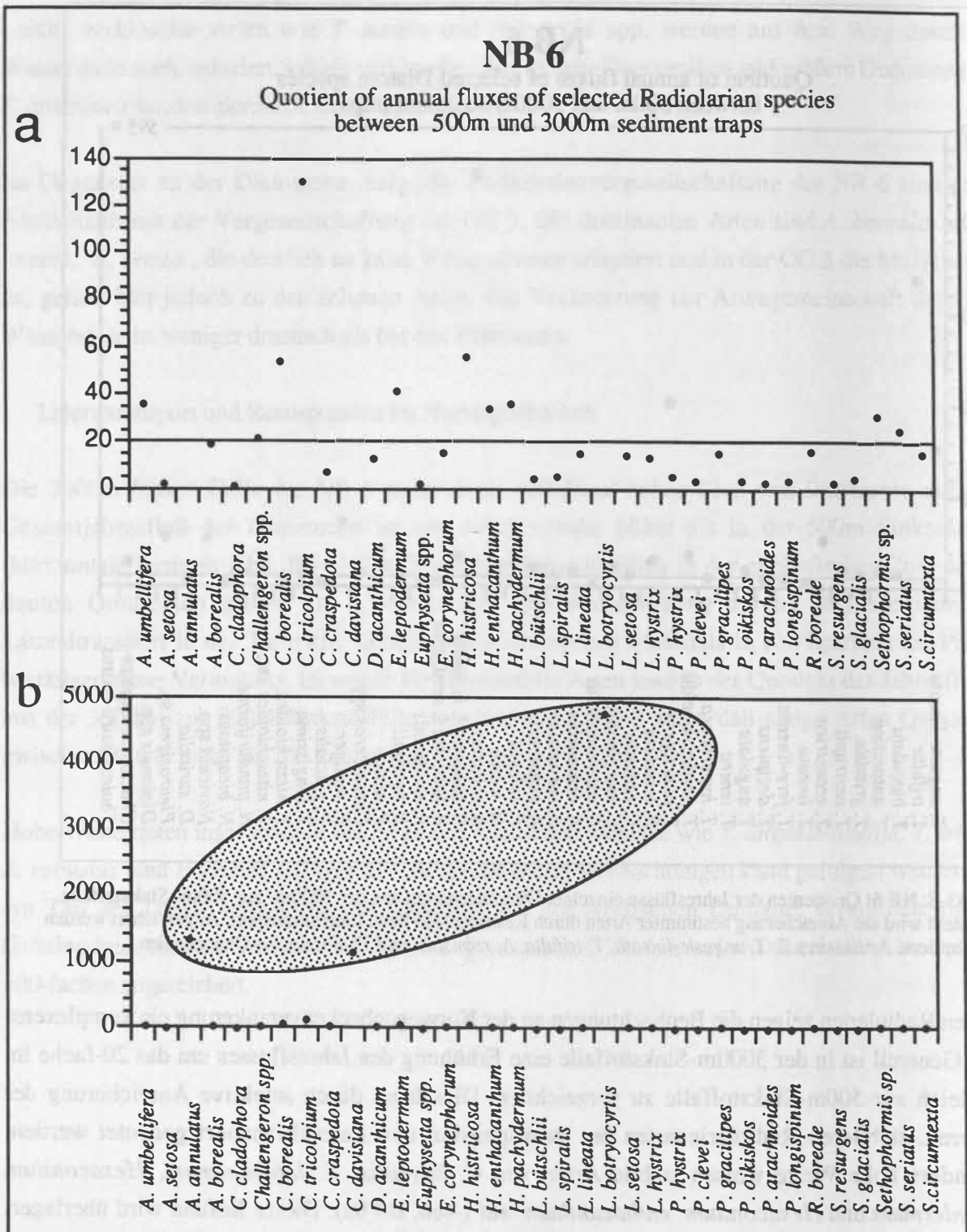


Abb. B3-9a: Quotienten der Jahresflüsse der Radiolarienarten aus der 3000m- zur 500m- Sinkstoffalle zur Darstellung der Anreicherung durch Resuspension bzw. Lateraltransport. Die Quotienten der in größeren Wassertiefen lebenden Arten sind nicht mit dargestellt. B3-9b: Quotienten der Jahresflüsse der Radiolarienarten aus der 3000m- zur 500m- Sinkstoffalle zur Darstellung der Anreicherung durch Resuspension bzw. Lateraltransport. Die Quotienten der in größeren Wassertiefen lebenden Arten sind mit dargestellt.

Vergleich der Sinkstoffallen mit dem unterlagernden Sediment

Der Vergleich von Planktonorganismen in Sinkstoffallen mit ihrem Vorkommen im Sediment ist möglich in Hinsicht auf:

- Einen Vergleich von Sedimentationsraten in Sinkstoffallen mit Akkumulationsraten im Sediment.
- Einen Vergleich der Artenassoziationen in der Wassersäule und im unterlagernden Sediment.

Ein direkter Vergleich ist nur möglich, wenn die Oberflächensedimente den rezenten Zustand widerspiegeln. Abhängig von der Sedimentationsrate ergibt jedoch schon die Probenmächtigkeit von einem Zentimeter einen längeren, eventuell mehrere Jahrhunderte umfassenden Zeitraum. Zudem ist eine Verschleppung durch Bioturbation zu erwarten. Beide Aspekte müssen in die Betrachtung einfließen. Dennoch muß zumindest die Sedimentoberfläche in unserem Vergleich als rezent gesetzt werden. Der Vergleich von Vertikalflüssen kieseligen Planktons mit Akkumulationsraten im Sediment zeigt die quantitativen Veränderungen, welche durch den Sedimentations- und Fossilisationsprozeß entstehen. Die folgende Berechnung zeigt die Unterschiede zwischen absinkenden und im Sediment akkumulierten Schalen und Skeletten. Die Akkumulationsraten der Oberflächen-sedimente aus der Nähe der bearbeiteten Verankerungen (PAETSCH et al., 1992) werden genutzt, um Diatomeen- und Radiolarienakkumulationen zu berechnen und diese mit den Flüssen der 500m Sinkstoffallen zu vergleichen (Tab. B3-3).

Tab. B3-3: Diatomeen-, Radiolarienflüsse und Akkumulationsraten an den Verankerungen OG 3 und NB 6 und den unterlagernden Sedimenten.

	OG3	NB6
Diatomeenfluß 500m [$\text{m}^{-2}\text{a}^{-1}$]	215.000.000	17.800.000
Radiolarienfluß 500m [$\text{m}^{-2}\text{a}^{-1}$]	690.000	471.000
Sedimentakkumulationsraten [$\text{g}/\text{cm}^2\text{ka}^{-1}$]	1,01	1,38
aus PAETSCH et al. (1992)		
Diatomeen / g Oberflächensediment	1.040.000	1.690.000
Radiolarien / g Oberflächensediment	1.000	7.100
Diatomeenakkumulation [$\text{m}^{-2}\text{a}^{-1}$]	10.504.000	23.320.000
Radiolarienakkumulation [$\text{m}^{-2}\text{a}^{-1}$]	10.100	98.000

Demnach werden in der Grönlandsee 5% des Diatomeenflusses und 1,5 % des Radiolarienflusses aus 500m Wassertiefe auf dem Oberflächensediment abgelagert. 25% der Radiolarien aus der 500m Sinkstoffalle erreichen in der Norwegensee den Meeresboden. Bei den Diatomeen ist dagegen eine Anreicherung auf 130% gegenüber der 500m Sinkstoffalle zu beobachten. Der Vergleich zu den Radiolarien macht deutlich, daß die Diatomeen eine überdurchschnittliche Anreicherung erfahren und unterstützt die Vermutung daß, die Hauptproduktionsphase der Diatomeen nicht erfasst wurde. Der oben dargestellte Befund des Lateraltransports bzw. der Resuspension in der Norwegensee trägt mit zur Entstehung höherer Prozentwerte bei. Es ist daher anzunehmen, daß dieser, in NB 6 beobachtete Vorgang für dieses Gebiet kein außergewöhnlicher Prozess ist und über geologische Zeiträume wirkt.

Schon in der Wassersäule wird das kieselige Plankton selektiv gelöst, und nur robuste Arten erreichen in größerer Zahl den Meeresboden. Auch auf der Sedimentoberfläche und im Sediment selbst ist die Kieselsäurelösung wirksam (SCHRADER, 1970a; 1970b). Dies ergibt, daß sowohl die Diatomeen- als auch die Radiolariengemeinschaften stark verändert abgebildet werden (Abb. B3-5 und Abb. B3-7). Weitere Veränderungen ergeben sich aus Vorgängen der Resuspension bzw. des lateralen Transportes. Trotz der Verzerrung des sedimentierten Planktonsignals werden jedoch durch die im Sediment überlieferten Unterschiede in den Artenvergesellschaftungen beider Seegebiete die überlagernden Wassermassen ausreichend charakterisiert.

3.3. Schlußfolgerungen für die synoptische Untersuchung fossiler Planktongemeinschaften

- Sedimentation und Akkumulation verschiedener Planktongruppen sind nur über den Vergleich von Flüssen erfaßbar.
- Die an Jahresgängen von Sinkstoffallen gemachten Beobachtungen haben weniger Bedeutung für die Berechnung absoluter Flüsse, da deren Werte starke interannuelle Variationen aufweisen. Ihr Wert liegt vielmehr in der Erfassung von Prozessen der Sedimentation und Veränderung biogener Partikel in der Wassersäule.
- Die Bedeutung von Resuspension und lateralem Transport muß bei der Interpretation von Fossilgemeinschaften im Sediment berücksichtigt werden.
- Die Fossilansammlungen im Sediment sind über einen längeren Zeitraum akkumulierte Totgemeinschaften. Sie werden durch die oben dargestellten Prozessen gebildet. Zwischen den Jahren auftretenden Unterschiede werden durch Mittelung ausgeglichen. Die so gebildeten Fossilgemeinschaften kennzeichnen die entsprechenden geologischen Zeiträume.

4. Entwicklung der Planktongemeinschaften in spätglazialen und holozänen Sedimenten

4.1. Einführung

Dem aktuopaläontologischen Ansatz dieses Teilprojektes folgend wurde die Entwicklung der Planktonvergesellschaftungen von Coccolithophoriden, Diatomeen, Dinoflagellaten-Zysten und Radiolarien in vier Sedimentkernen spätpleistozänen bis holozänen Alters untersucht. Hierbei werden die bei der Auswertung des Netz- und Fallenmaterials gewonnenen Erkenntnisse in die Interpretation der fossilen Gemeinschaften miteinbezogen. Ein identischer Probensatz wurde benutzt, um die zeitliche und räumliche Verteilung der verschiedenen Gruppen zu analysieren und die Veränderungen der Gemeinschaften in ihren Abhängigkeiten von den sich wandelnden Umweltbedingungen seit dem letzten Spätglazial zu charakterisieren.

Untersuchungen von Oberflächensedimenten haben unabhängig voneinander gezeigt, daß die Häufigkeiten der verschiedenen Planktongruppen sehr stark an die unterschiedlichen Wassermassen gebunden sind. Größere Häufigkeiten, gleichzeitig verbunden mit hohen Diversitäten, finden sich besonders im Einflußbereich des atlantisch geprägten Norwegenstroms. Nach Nordwesten, mit Annäherung an die kalten, polar beeinflussten Wassermassen, ist generell eine Abnahme der Häufigkeiten sowohl bei den Diatomeen (KOÇ KARPUSZ & SCHRADER, 1990), Radiolarien (GOLL & BJØRKLUND, 1985), als auch bei den Coccolithophoriden (BAUMANN et al., in Vorb.) und den Dinoflagellaten-Zysten (MATTHIESSEN, 1991) zu beobachten. Auch die im Rahmen dieses Teilprojektes bisher nicht bearbeiteten planktischen Foraminiferen zeigen größte Häufigkeiten im Bereich des Norwegenstromes (u.a. KELLOGG, 1976). Allgemein besteht also auch eine relativ gute Übereinstimmung zwischen den Verbreitungsmustern der verschiedenen Planktongruppen in Oberflächensedimenten.

Die bisher durchgeführten Plankton- und Sinkstofffallenuntersuchungen haben jedoch auch gezeigt, daß die verschiedenen Planktongruppen in ihrem Überlieferungspotential deutlich verschieden sind (vgl. Kap. 2, 3). Die Vollständigkeit der Überlieferung nimmt dabei von Dinoflagellaten-Zysten über Coccolithophoriden zu den Radiolarien und Diatomeen hin ab. Während die kieseligen und die kalkigen Gruppen in den Sedimenten auf dem Grönlandschelf und die kieseligen Gruppen teilweise auch im Grönlandbecken fehlen – vermutlich bedingt durch Lösung –, werden Dinoflagellaten-Zysten in den Sedimenten durchgehend beobachtet. Diese Unterschiede im Erhaltungspotential müssen bei der Interpretation der Fossilgemeinschaften Berücksichtigung finden.

4.2. Sedimentmaterial und Stratigraphie

Während der METEOR-Expeditionen 17 und 21 wurden Sedimentkerne gewonnen, von denen die Kerne 23411 und 23414 im Rahmen dieses Projektes bereits ausgewertet sind. Zudem werden Kerne (23400 und 23424) unterhalb der Jahresverankerungen bearbeitet und AMS ^{14}C datiert. Zusätzliches Kernmaterial wurde mit Rücksicht auf die Relevanz für die Fragestellungen (vgl. Kap. 4. 1) das Vorhandensein einer guten Stratigraphie ausgewählt (Abb. B3-1, Tab. B3-4). Die hier vorgestellten Kerne liegen auf einem Transekt vom Rockall-Plateau zum Barents-See-Fächer im Einflußbereich der Nordatlantik-Drift und des Norwegenstromes.

Tab. B3-4: Geographische Positionen und Daten der bisher vollständig bearbeiteten Kernstationen (GKG = Großkastengreifer, KAL = Kastenlot, KOL = Kolbenlot, MUC = Multicorer, SL = Schwerelot)

Kern-nummer	Gerät	Expedition	Geogr. Position		Wassertiefe (m)
			Breite	Länge	
23071	GKG/KAL	Meteor 2/2	67° 05,1' N	002° 54,4' E	1306
23259	KOL	Meteor 7/2	72° 02,0' N	009° 16,0' E	2518
23411	GKG	Meteor 17/2	65° 48,0' N	003° 30,0' W	2926
23414	MUC/GKG/KAL	Meteor 17/2	53° 32,4' N	020° 17,3' W	2198

Für eine lithostratigraphische Korrelation der Sedimente wurden bereits an Bord Karbonatgehalte mittels Karbonatbombe (MÜLLER & GASTNER, 1971) gemessen. Die entsprechenden Karbonatkurven sind von BAUMANN et al. im Fahrtheft der METEOR 17-Expedition (SUESS & ALTENBACH, 1992) dargestellt. Zusätzlich wurden Tephrahorizonte zur Korrelation und zur stratigraphischen Einstufung herangezogen. Die genaue zeitliche Einstufung der Sedimente erfolgt über Sauerstoffisotopendaten. Für die Kerne 23071 (VOGELSANG, 1990) und 23259 (WEINELT, im Druck) kann bereits auf eine hochauflösende Sauerstoffisotopenstratigraphie und zusätzlich auf AMS ^{14}C -Alter zurückgegriffen werden. Für den Kern 23414 vom Rockall-Plateau liegen Sauerstoffisotopendaten vor (ANDRULEIT et al. 1993), die für den Kern 23411 vom Aegir-Rücken in Vorbereitung sind. In den Kerndarstellungen (Abb. B3-10 bis B3-13) sind sowohl die AMS ^{14}C -Alter, als auch übernommene Altersfixpunkte der Isotopenkurven angegeben. Für den Kern 23411 und die Kerne unter den Jahresverankerungen sind ebenfalls AMS ^{14}C -Datierungen in Arbeit (University of Aarhus, DK).

Die Aufbereitung für die einzelnen Gruppen wurden nach den jeweils gruppenspezifischen Standardverfahren durchgeführt. Es wurden die absoluten Häufigkeiten von Coccolithophoriden, Diatomeen, Dinoflagellaten-Zysten und Radiolarien bestimmt, wobei für alle Gruppen Individuen-

bzw. Schalenzahlen pro g Trockensediment, bzw. pro g Feinfraktion ($<20\mu\text{m}$) für Coccolithophoriden angegeben wurden.

4.3. Entwicklung der Planktongemeinschaften

Gesamthäufigkeiten der Gruppen

In den drei Kernen aus dem Europäischen Nordmeer weisen die vier Planktongruppen in ihren absoluten Häufigkeiten prinzipiell übereinstimmende Verbreitungsmuster auf. Allgemein ist eine Zunahme der Individuenzahlen mit dem Beginn des Holozäns (ca. 10.000 J.v.h.) zu beobachten (Abb. B3-10). Während jedoch bei Diatomeen und Radiolarien schon im frühesten Holozän Maxima ausgebildet sind, nehmen die Häufigkeiten von Dinoflagellaten-Zysten und Coccolithophoriden erst im späteren Holozän deutlich zu. Auffallend ist auch, daß in jedem Kern im mittleren Holozän ein Intervall mit geringen Häufigkeiten kieseliger Planktonorganismen auftritt. In diesem Intervall sind die Individuen zumeist sehr schlecht erhalten, wobei lösungsresistentere Arten die Faunen und Floren dieses Abschnittes dominieren. Es muß daher angenommen werden, daß zu diesen Zeiten eine verstärkte Kieselsäurelösung stattgefunden hat, ein Phänomen, das auch von anderen Autoren für dieses Intervall beschrieben wurde (u.a. STABELL, 1986).

In den Sedimenten des Rockall-Plateaus (Abb. B3-11) läßt sich eine abweichende Entwicklung der Planktongemeinschaften beobachten. Alle Gruppen sind bereits im späten Pleistozän vorhanden, deutlich früher als in den Kernen des Europäischen Nordmeeres. Auffallend ist das Fehlen hoher Individuenzahlen von Diatomeen und Radiolarien zu Beginn des Holozäns. Dagegen werden hier schon im frühen Holozän große Häufigkeiten an Dinoflagellaten-Zysten und Coccolithophoriden festgestellt (ANDRULEIT et al., 1993). Die Unterschiede in den Entwicklungen werden als Ausdruck der unterschiedlichen Lebensbedingungen in den entsprechenden Seegebieten gewertet.

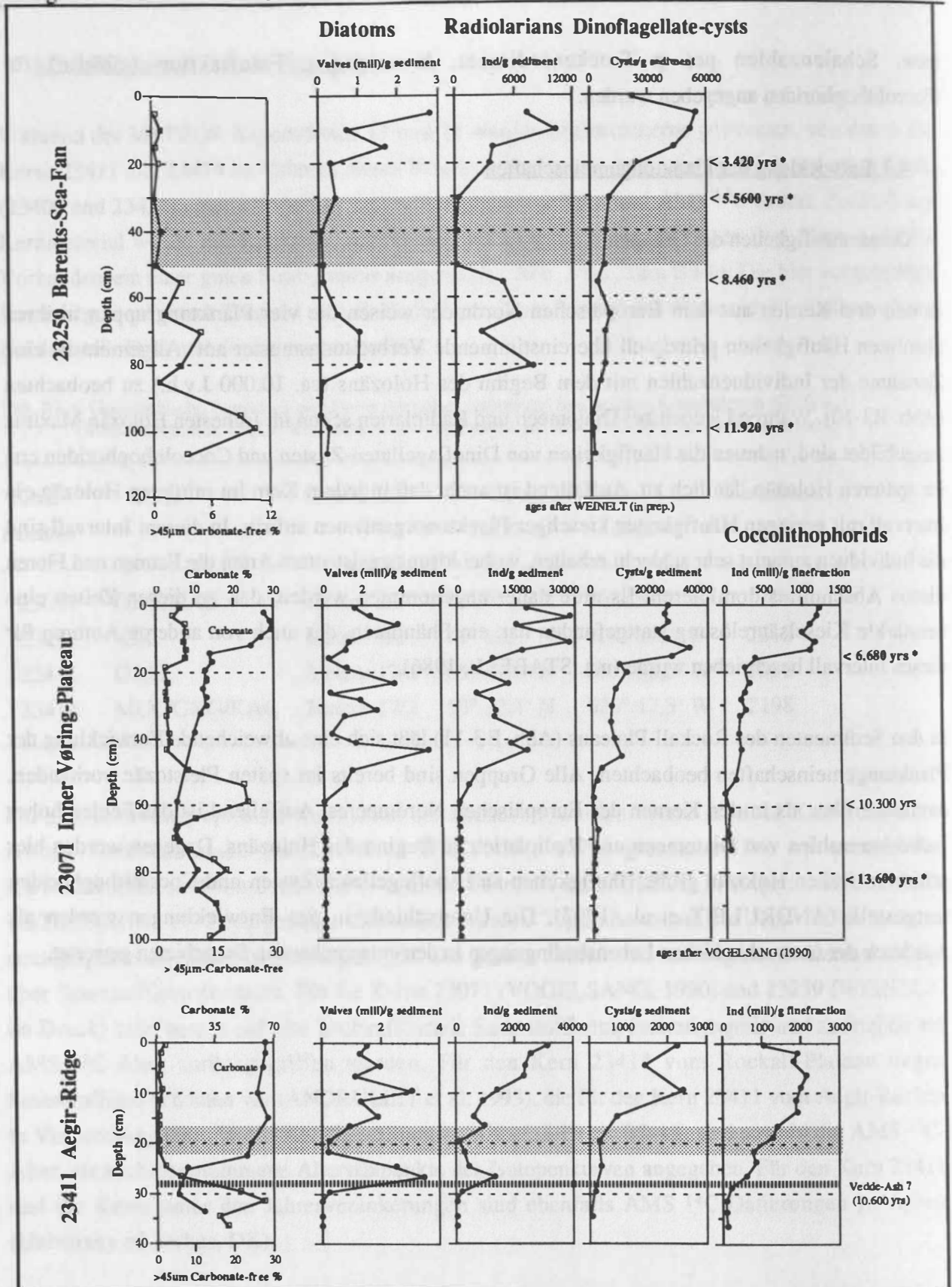


Abb. B3-10: Absolute Häufigkeiten der bearbeiteten Planktongruppen in den Kernen des Europäischen Nordmeeres. Zusätzlich ist der Karbonatgehalt und der Anteil der karbonatfreien Grobfraction (>45µm) dargestellt. * Alter entsprechen ^{14}C -Datierungen; ohne Stern interpolierte Alter nach $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie.

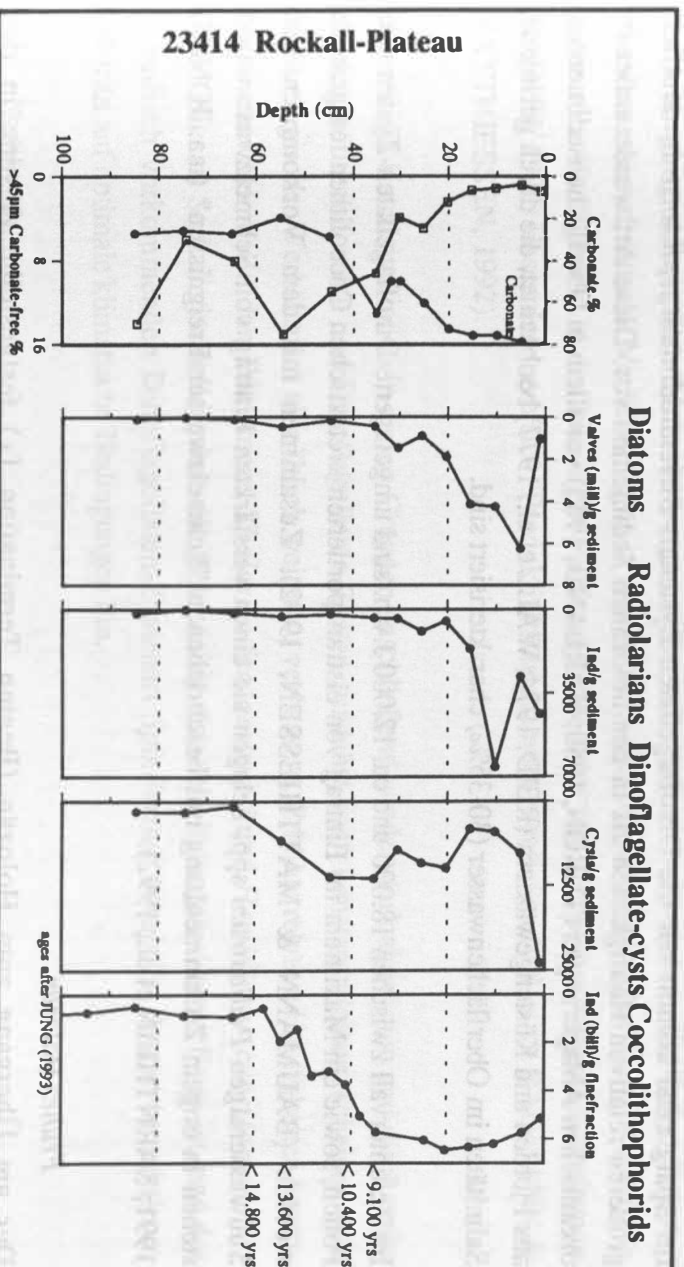


Abb. B3-11: Absolute Häufigkeiten der bearbeiteten Planktongruppen im Kern 23414 (Rockall-Plateau). Zusätzlich ist der Kohlenstoffgehalt und der Anteil der karbonatreichen Grobfraction ($>45\mu\text{m}$) dargestellt. Alter entsprechen ^{14}C -Analogem.

Planktongemeinschaften im Europäischen Nordmeer seit dem Spätglazial

Die Entwicklung der Gemeinschaften im Europäischen Nordmeer soll beispielhaft am Kern 23071 vom Vøring-Plateau (Abb. B3-12) dargestellt werden. Während die Dinoflagellaten-Zysten- und die Coccolithophoriden-Gemeinschaften durchgehend von sehr wenigen Arten dominiert werden, sind die kieseligen Gemeinschaften durch ein breites Artenspektrum ohne stark ausgeprägte Dominanzen gekennzeichnet. Trotzdem lassen sich synchrone Veränderungen in der Artenzusammensetzung aller Gruppen erkennen, mit deren Hilfe die Entwicklung der Gemeinschaften im Spätpleistozän und Holozän grob in drei Abschnitte unterteilt wird.

Spätglazial

Im Spätglazial werden sporadisch Dinoflagellaten-Zysten und Coccolithophoriden in geringen Häufigkeiten beobachtet. Kieselige Organismen fehlen hingegen in den bearbeiteten Kernen, werden jedoch vereinzelt in Kernen mit sehr hohen Sedimentationsraten im Bereich des südöstlichen Europäischen Nordmeeres zum Ende des Spätglazials beschrieben (u.a. BJØRKLUND, 1985; KOC-KARPUZ & JANSSEN, 1992; LOCKER et al., *eing.*). Es bleibt Ziel weiterer Untersuchungen, zu klären, ob es sich bei dem zeitlich versetzten Einsetzen der kieseligen Mikrofossilien um ein primäres Produktionssignal oder um Veränderung durch Lösung handelt. Der Einfluß der Lösung könnte aufgrund der hohen Sedimentationsraten geringer gewesen sein.

Im Spätglazial kommt nur die Dinoflagellaten-Zystenart *Bitectatodinium tepikiense* in deutlich größeren relativen Häufigkeiten als in den holozänen Sedimenten vor. Diese Art wurde außer in ozeanischen Ablagerungen (TURON, 1980; HARLAND, 1983) vor allem in Oberflächensedimenten aus Fjorden und Küstengewässern (REID, 1974; WALL et al., 1977) beobachtet, die durch geringere Salinitäten im Oberflächenwasser (30-35‰) charakterisiert sind.

Im Zeitintervall zwischen 18.000 und ca. 12.000 J.v.h. sind umgelagerte Dinoflagellaten-Zysten und Pollen, sowie ein Maximum im Eintrag von eistransportierten kretazischen Coccolithen festgestellt worden (BAUMANN & MATTHIESSEN, 1992). Zusammen mit dem Vorkommen der Süßwasseralgen *Pediastrum* spp. belegen sie einen verstärkten Eintrag von Schmelzwasser und stehen in engem Zusammenhang mit beschriebenen "Schmelzwasser-Ereignissen" (u.a. JONES, 1991; SARNTHEIN et al., 1992).

Frühes Holozän

Der am Übergang zum Holozän (Beginn Termination I_A) festgestellte Anstieg in den Gesamthäufigkeiten aller Gruppen läßt sich überwiegend auf die Zunahme von kalt-temperaten Arten zurückführen. Während die Coccolithophoriden-Gemeinschaft durch *Coccolithus pelagicus* und die Dinoflagellaten-Zysten-Gemeinschaft durch *Nematosphaeropsis labyrinthus* dominiert werden, zeichnen sich die kieseligen Gemeinschaften durch erhöhte Anteile mehrerer Arten aus. *N. labyrinthus* ist als eine kosmopolitische Art (WALL et al., 1977) bekannt, die hauptsächlich in arktischen bis gemäßigten Regionen vorkommt. *C. pelagicus* scheint dagegen noch wesentlich deutlicher an kalte Temperaturen adaptiert zu sein (SAMTLEBEN & SCHRÖDER, 1992). Das Diatomeen-Maximum im frühen Holozän ist hauptsächlich durch größere Häufigkeiten lösungsresistenter, meist kosmopolitischer Arten bedingt. Häufig sind vor allem *Paralia sulcata*, *Coscinodiscus radiatus* sowie *Chaetoceros*- Dauerstadien.

Innerhalb der Radiolarien-Gemeinschaft werden große relative Häufigkeiten von *Amphimelissa setosa* und *Cycladophora davisiana* beobachtet. Auch diese Arten sind an kältere Bedingungen adaptiert. So zeigen die Beobachtungen in den Sinkstoffallen (Kap.3), daß *Amphimelissa setosa* die Gemeinschaften in der Grönlandsee dominiert, hingegen in der Norwegensee nur untergeordnet vorkommt. BJØRKLUND & SWANBERG (1987) haben das Vorkommen von *A. setosa* in glazialen Sedimenten des Nordatlantiks in Verbindung mit einer südwardigen Ausdehnung der Polarfront gebracht. *C. davisiana* wird auf dem Rockall-Plateau bereits im Spätglazial beobachtet. Diese Art dient häufig als stratigraphischer Marker für Glaziale (u.a. MORLEY & HAYS, 1979). Gleichzeitig wird angenommen, daß diese Art bevorzugt in größeren Wassertiefen lebt (vgl. Kap. 3) und somit möglicherweise auch von anderen ökologischen Faktoren als der Temperatur entscheidend beeinflusst wird.

Am Übergang zum späten Holozän zeigen sich, mit stark zunehmendem Einfluß wärmerer Wassermassen, drastische Veränderungen in den Faunen- und Florengemeinschaften. Vor allem die maximalen Häufigkeiten in den kieseligen Planktongruppen und den subpolaren Foraminiferenfaunen (BAUCH, 1992) lassen auf ein erstes "Produktivitätsmaximum" schließen (vgl. auch BAUMANN & MATTHIESSEN, 1992).

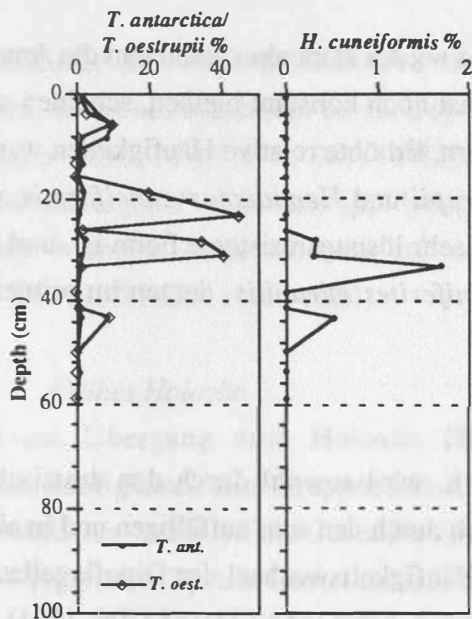
Obwohl die Konzentrationen in diesen Gruppen anschließend wieder stark abnehmen und die Anteile von Coccolithophoriden und Dinoflagellaten-Zysten zunächst noch konstant bleiben, scheinen sich die ökologischen Verhältnisse allmählich weiter zu verbessern. Erhöhte relative Häufigkeiten warmerer Arten wie den Diatomeen *Thalassiosira oestrupii* und *Hemidiscus cuneiformis*, der Radiolarienart *Stylodictya validispina*, die gleichzeitig eine sehr lösungsresistente Form ist, und der sporadisch vorkommenden Dinoflagellaten-Zystenart *Spiniferites mirabilis* deuten im mittleren Holozän auf optimale klimatische Bedingungen hin.

Spätes Holozän

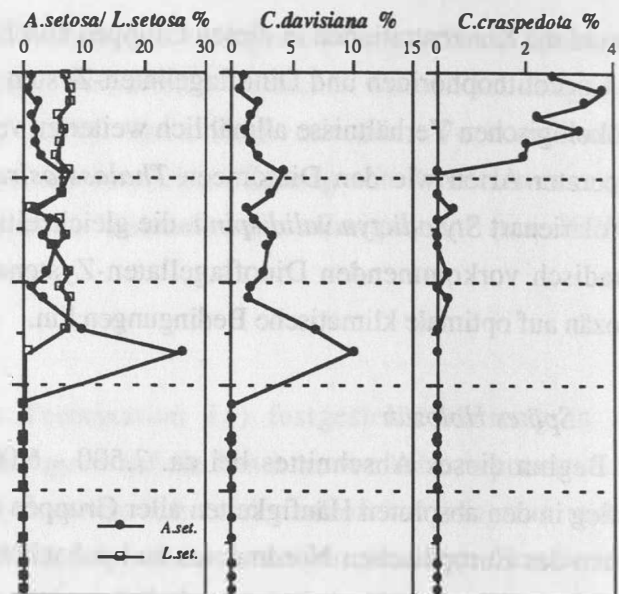
Der Beginn dieses Abschnittes bei ca. 7.500 - 6.000 J.v.h. wird sowohl durch den drastischen Anstieg in den absoluten Häufigkeiten aller Gruppen als auch durch den sehr auffälligen und in allen Kernen des Europäischen Nordmeeres zu beobachtenden Häufigkeitswechsel der Dinoflagellaten-Zystenarten *N. labyrinthus* zu *Operculodinium centrocarpum* geprägt (MATTHIESSEN, 1991). *O. centrocarpum* scheint an die relativ warmen Wassermassen des Nordatlantikstromes gebunden (HARLAND, 1983), obwohl die Verbreitung dieser Art von WALL et al. (1977) grundsätzlich als kosmopolitisch angesehen wird. Neben der Dominanz kosmopolitischer Arten (u.a. auch *Emiliania huxleyi*) werden die Gemeinschaften im späten Holozän durch das vermehrte Auftreten sowie höhere Anteile warm-adaptierter und gemäßigter Formen charakterisiert. So kommt ab dem späten Holozän beispielsweise die warm-adaptierte Radiolarienart *Corocalyptra craspedota* (PETRUSHEVSKAYA & BJØRKLUND, 1974) in auffallend größeren Häufigkeiten vor. Innerhalb der Radiolarien-Gemeinschaft läßt sich, ähnlich wie bei den Dinoflagellaten-Zysten, ebenfalls ein Häufigkeitswechsel von einer "kalten" (*Amphimelissa setosa*) zu einer "gemäßigten" Art (*Lithomelissa setosa*) feststellen. In einer Reihe anderer Untersuchungen werden für diesen Zeitpunkt ebenfalls auffallende Veränderungen der Faunen- und Florengemeinschaften beschrieben (u.a. KOÇ-KARPUZ & SCHRADER, 1990; BAUMANN & MATTHIESSEN, 1992; VEUM et al., 1992).

23071 Voering-Plateau

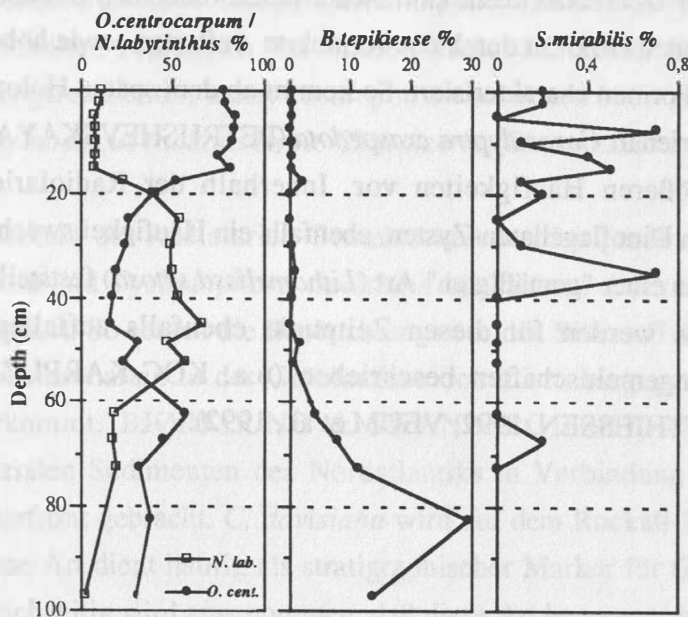
Diatoms



Radiolarians



Dinoflagellate-cysts



Coccolithophorids

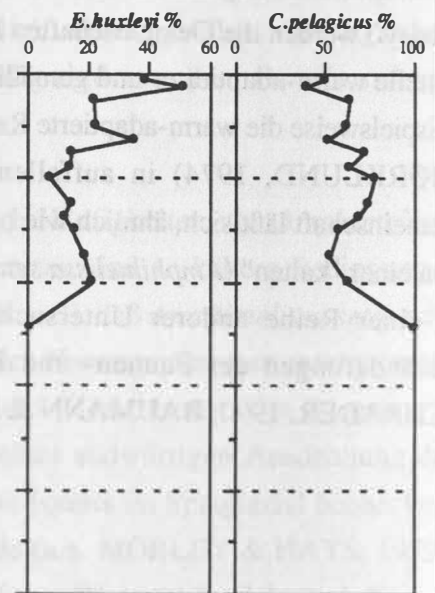


Abb. B3-12: Relative Häufigkeiten ausgewählter Arten der vier Planktongruppen im Kern 23071 (Vøring-Plateau).

Allgemein werden in diesem jüngsten Abschnitt in keiner der bearbeiteten Mikrofossilgruppen bedeutende Veränderungen innerhalb der Gemeinschaften mehr beobachtet, so daß davon ausgegangen werden kann, daß sich die rezent vorherrschenden ozeanographischen Bedingungen wahrscheinlich vor spätestens 6.000 J.v.h. eingestellt haben.

4.4. Zur Bedeutung synoptischer Untersuchungen an Kernmaterial

Die Berücksichtigung mehrerer Gruppen, für die verschiedene ökologische Faktoren von unterschiedlicher Bedeutung sein können, und deren Sedimentation unterschiedlichen Einflüssen unterliegt, soll zu einem räumlich-zeitlich differenzierten Bild der palökologischen Verhältnisse führen. Hierdurch werden die Komplexität der Kopplung von (Paläo-) Lebensgemeinschaften mit (Paläo-) Lebensbedingungen sowie den sie verändernden Prozessen während der Sedimentation besser wiedergeben, als dies durch die Bearbeitung nur einzelner Gruppen möglich ist. Die Bedeutung eines synoptischen Ansatzes soll hier an zwei Beispielen aus dem Holozän am Kern 23411 von Aegir-Rücken verdeutlicht werden:

(1) Auf dem Aegir-Rücken deuten sowohl *Thalassiosira antarctica*, *Amphimelissa setosa*, als auch *Impagidinium pallidum* und *Coccolithus pelagicus* auf einen, im Vergleich zum Vøring-Plateau, größeren Einfluß arktischer Wassermassen (Abb. B3-13A). Alle vier Arten werden als kalt-temperate bzw. als polare Formen charakterisiert. Allerdings sind diese Arten in ihren Häufigkeitsverläufen deutlich verschieden. Ähnliche (kalt-temperate bis polare) Bedingungen müßten demnach bei der Berücksichtigung nur einzelner Planktongruppen für unterschiedliche Zeitintervalle angenommen werden. Während *A. setosa* im gesamten Holozän relativ hohe Anteile zeigt, lassen sowohl *I. pallidum* als auch *C. pelagicus* auf eine starke südöstliche Ausdehnung arktischer Wassermassen im frühen Holozän schließen. Dagegen werden große Häufigkeiten von *T. antarctica* erst in den jüngsten Sedimenten beobachtet. Möglicherweise sind die unterschiedlichen Häufigkeitsverläufe als Reaktion dieser Arten auf verschiedene ökologische Faktoren zu verstehen. Dies würde bedeuten, daß die Bezeichnung als kalt-temperate Art nur eine ungenügende Charakterisierung darstellt. Zusätzlich können aber auch sedimentologische Faktoren wie z.B. Kieselsäurelösung nicht ausgeschlossen werden, die die Abundanzen einzelner Arten beeinflussen.

(2) Auch warm-temperate Mikroplankter verschiedener Gruppen zeigen ähnliche Häufigkeitsverläufe (Abb. B3-13B) einzelner Arten. Der Anteil der Diatomeenart *Thalassiosira oestrupii* erreicht bei 26cm Teufe im Kern 23411 ein deutliches Maximum. Ein anschließender Rückgang der Häufigkeiten wird oberhalb von 20cm von einem erneuten Anstieg der Werte gefolgt. Hieraus sollte für das Intervall von 15-20cm auf einen Temperaturrückgang geschlossen werden. In dieses Intervall fällt jedoch auch das Vorkommen der Dinoflagellaten-Zystenart *S. mirabilis*. Demzufolge scheint das Minimum im

Anteil der Diatomeenart nicht auf Temperaturänderungen, sondern auf verstärkte Kieselsäurelösung zurückgeführt werden zu können.

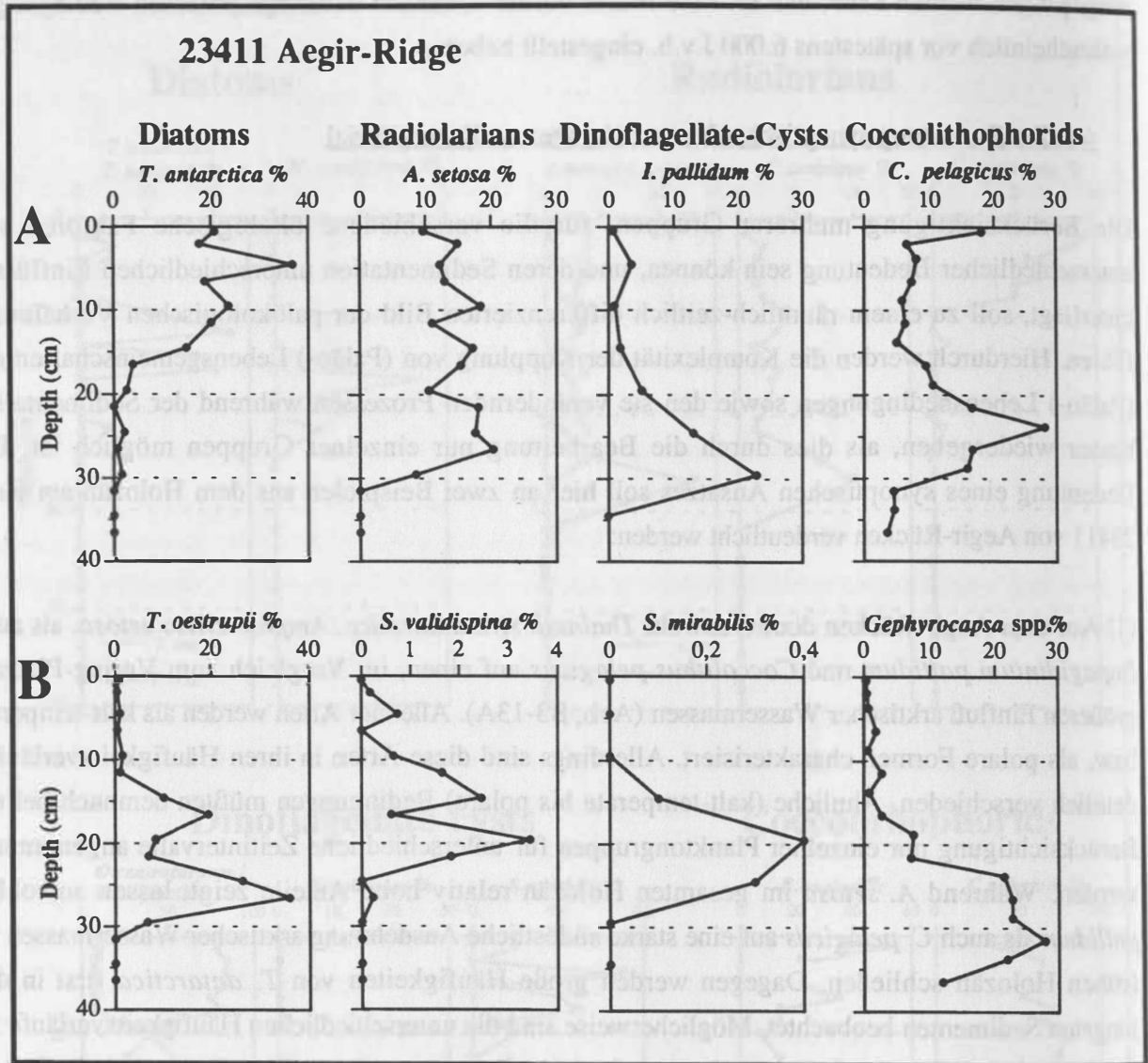


Abb. B3-13: a) Relative Häufigkeiten ausgewählter kalt-adaptierter Arten von Kern 23411 (Aegir-Rücken).
b) Relative Häufigkeiten ausgewählter warm-adaptierter Arten von Kern 23411 (Aegir-Rücken).

5. Planktongemeinschaften in spätpleistozänen Sedimenten

Erste synoptische Untersuchungen zur Zusammensetzung der Planktongemeinschaften in spätpleistozänen Sedimenten wurden im Teilprojekt am Kern 23259 vom Barentssee-Fächer durchgeführt. Kieselige Organismen sind in diesem Kern außer in den holozänen Sedimenten nicht überliefert. Auch in den übrigen bisher bearbeiteten Kernen fehlen Radiolarien und Diatomeen in den

älteren Sedimentabfolgen. Dagegen sind zumindest große Abschnitte der Sauerstoffisotopen-Stadien 3 und 5 durch relativ hohe Konzentrationen an Dinoflagellaten-Zysten gekennzeichnet.

Die Kenntnisse über die Entwicklung der Planktongemeinschaften im Europäischen Nordmeer beschränken sich bisher vorwiegend auf unabhängig voneinander durchgeführte Untersuchungen an planktischen Foraminiferen (BAUCH, 1993) und Coccolithophoriden (BAUMANN, 1990). Beide Gruppen sind durch deutlich größere Häufigkeiten in den interglazialen Sedimentabfolgen belegt. Während Coccolithophoriden nahezu auf diese Abschnitte beschränkt sind, werden planktische Foraminiferen in geringeren Anteilen auch in Glazialen beobachtet. Hier wird die planktische Foraminiferenfauna, wie auch während älterer Interglaziale (z.B. Stadien 7, 9 und 11), durch die polare Art *Neogloboquadrina pachyderma* (sin.) dominiert. Ihre größten Häufigkeiten erreicht *N. pachyderma* (sin.) jedoch während der Interglaziale. Subpolare Arten wie *Globigerina quinqueloba*, *G. bulloides* sowie *Globigerinita glutinata* und *G. uvula* sind dagegen, von wenigen Ausnahmen abgesehen, auf die Interglazialstadien beschränkt.

BAUCH (1993) konnte zeigen, daß sich eine ähnliche Subpolarfauna, wie sie im Holozän ausgebildet ist, nur im letzten Interglazial (Stadium 5e) vor ca. 123.000 J.v.h. beobachtet wird. In allen älteren Interglazialen sind deutlich geringere Häufigkeiten subpolarer Arten festgestellt worden. Dabei werden Fluktuationen der Foraminiferen-Häufigkeiten im wesentlichen als Reaktion auf veränderte Lebensbedingungen gedeutet, die auf den Einfluß der atlantischen Wassermassen zurückgehen.

Beide Planktongruppen zeigen in ihren Abfolgen gleichlaufende klimatische Entwicklungen für die einzelnen Interglaziale. Während sich bei den planktischen Foraminiferen (und andeutungsweise auch bei den Dinoflagellaten-Zysten) die Unterschiede zwischen den verschiedenen Interglazialen nur auf unterschiedliche Häufigkeiten einzelner Arten zurückzuführen sind, zeigt die Coccolithophoriden-Gemeinschaft ein abweichendes Bild (BAUMANN, 1990). Es treten große Unterschiede in den Artenhäufigkeiten auf, die einerseits durch verschiedenartige ökologische Bedingungen, andererseits durch die Evolution der Gephyrocapsaceae hervorgerufen werden. So werden in Sedimenten älter als 350.000 J.v.h. ausschließlich *Gephyrocapsa aperta*, *G. caribbeanica* und *G. margereli* unterschieden. Aus *G. margereli* haben sich zwischen 270.000 - 225.000 J.v.h. sowohl *G. muelleriae*, die im Stadium 5 die Gemeinschaft dominiert, als auch *Emiliania huxleyi*, die ab ca. 65.000 J.v.h. die größten Häufigkeiten erreicht, entwickelt (SAMTLEBEN, 1980).

Innerhalb der Interglaziale werden gleichartige Abfolgen von Arten festgestellt; *Coccolithus pelagicus* dominiert in den Übergangsphasen und in den kälteren Interglazialen, während die klimatischen Optima, ähnlich wie bei den planktischen Foraminiferen, durch artenreichere Gemeinschaften mit geringen Anteilen subtropischer Arten gekennzeichnet sind. Auch die Faunenentwicklung von

Glazialen zu interglazialen Klimaoptima zeigt in den Terminationen deutliche Parallelen mit einem starken Anstieg der Konzentrationen planktischer Foraminiferen und der Etablierung einer Subpolarfauna.

Während vergleichbare klimatische Bedingungen aus der Gemeinschaft der planktischen Foraminiferen nur für das Stadium 5e und das Holozän abgeleitet werden können, deuten die Coccolithophoriden-Gemeinschaften auf ähnlich warme Verhältnisse in älteren Interglazialen (z.B. Stadien 11, 15) hin (HENRICH & BAUMANN, einger.). Die ökologischen Verhältnisse in diesen älteren Abschnitten sowie im Stadium 5e scheinen für Coccolithophoriden günstiger als im Holozän gewesen zu sein. Diese Unterschiede in den Interpretationen, wie sie sich aus der Berücksichtigung nur einzelner Gruppen ergeben, sollen durch eine synoptische Bearbeitung von planktischen Foraminiferen, Coccolithophoriden und Dinoflagellaten-Zysten in weiterführenden Arbeiten überprüft werden.

6. Schlußfolgerungen

Die bisherigen Untersuchungen im Teilprojekt B3 bestärken die Bedeutung synoptischer Untersuchungen an pelagischen Mikrofossilien für Interpretationen der Paläoozeanographie und des Paläoklimas im Europäischen Nordmeer.

- Die Planktongruppen sind nach ihren Lebensansprüchen unterschieden und erlauben daher in ihrem Vergleich untereinander ein differenziertes Bild der Umweltbedingungen.
- Das unterschiedliche Auftreten innerhalb von kieseligen Planktongruppen (Diatomeen und Radiolarien) sowie von kalkigen Gruppen (Coccolithophoriden und planktischen Foraminiferen) kann, unabhängig von den Lösungseigenschaften des Skelettmaterials, für die Kennzeichnung von Umweltfaktoren herangezogen werden.
- Aufgrund des unterschiedlichen Verhaltens der Planktongruppen bzw. einzelner Arten können Zeitpunkt und Ablauf von Klimaumschwüngen besser charakterisiert werden.
- Der Vergleich unterschiedlicher Seegebiete mit Hilfe verschiedener Planktongruppen aus Kernmaterial ermöglicht eine Differenzierung der an den jeweiligen Stationen wirksamen Umweltbedingungen auf einzelne Planktongruppen.
- Der Vergleich einzelner Planktongruppen erlaubt die Differenzierung und Charakterisierung von Aussagen über die Schichtung von Wasserkörpern.
- Da die Planktongruppen nicht nur nach ihren Lebensansprüchen, sondern auch nach ihren Skeletteigenschaften unterschiedlich sind, können durch die Berücksichtigung aller Gruppen Lösungshorizonte besser erkannt und charakterisiert werden.

Literatur

- ANDRULEIT, H., BAUMANN, A., FU, S., KOHLY, A., NEES, S. & SCHRÖDER, A. (1993): Synoptical studies of Holocene pelagic and benthic communities of the Rockall-Plateau. - Abstr. Suppl., 1, EUG VII, Strasbourg, France, Terra Nova, 5, 709.
- BATHMANN, U.V., PEINERT, R., NOJI, T.T. & VON BODUNGEN, B. (1990): Pelagic origin and fate of sedimenting particles in the Norwegian Sea. - Prog. Oceanog., 24, 117-125.
- BAUCH, H. (1993): Planktische Foraminiferen im Europäischen Nordmeer - ihre Bedeutung für die paläo-ozeanographische Interpretation während der letzten 600.000 Jahre. - Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, 40: 137 S.
- BAUMANN, K.-H. (1990): Veränderlichkeit der Coccolithophoridenflora des Europäischen Nordmeeres im Jungquartär. - Ber. Sonderforschungsber. 313, Univ. Kiel, 22, 1-146.
- BAUMANN, K.-H. & MATTHIESSEN, J. (1992): Variations in surface water mass conditions in the Norwegian Sea: evidence from Holocene coccolith and dinoflagellate cyst assemblages. - Mar. Micropal., 20, 129-146.
- BAUMANN, K.-H., SAMTLEBEN, C. & SCHRÖDER, A. (in Vorb.): Coccolithophore communities in surface waters and their distribution in surface sediments of the Norwegian-Greenland Sea.
- BJØRKLUND, K.R. (1985): Upper Weichselian-Holocene radiolarian stratigraphy in the Skagerrak (NE North Sea). - Norsk Geol. Tidsskrift, 65, 103-106.
- BJØRKLUND & SWANBERG (1987): The distribution of two morphotypes of the radiolarian *Amphimelissa setosa* CLEVE (Nassellarida): A result of environmental variability? - Sarsia, 72, 245-254.
- GARD, G. & BACKMAN, J. (1990): Synthesis of arctic and sub-arctic coccolith biochronology and history of North Atlantic drift water influx during the last 500.000 years. - In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (Hrsg.) Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic, 417-436, Dordrecht (Kluwer Academic Publishers).
- GOLL, R.M. & BJØRKLUND, K.R. (1985): *Nephrospyrus knutheieri* sp.n., an extant trissocyclid radiolarian (polycistinea: nassellarida) from the Norwegian-Greenland Sea. - Sarsia, 70: 103-118.
- HARLAND, R. (1983): Distribution maps of Recent dinoflagellate cysts in Bottom sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas. - Palaeontol., 26, 2, 321-387.
- HENRICH, R., & BAUMANN K.-H. (einger.): Evolution of the Norwegian Current and the Scandinavian ice sheets during the past 2.6 My: Evidence from ODP Leg 104 biogenic carbonate and terrigenous records. - einger. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol..
- JONES, G.A. (1991): Spatial and temporal distribution of Laurentide and Fennoscandian meltwater during the last deglaciation. - Norsk Geol. Tidsskrift, 71, 145-148.

- KELLOGG, T.B. (1976): Late Quaternary climatic changes: Evidence from the Deep-sea cores of Norwegian and Greenland Seas. - Geol. Soc. Am. Mem., 145, 77-110.
- KELLOGG, D.E. & BJØRKLUND, K.R. (1972): Five new Eocene radiolarian species from the Norwegian Sea. - Micropaleont., 18, 3, 386-396.
- KOÇ-KARPUZ, N. & SCHRADER, H.-J. (1990): Surface sediment diatom distribution and Holocene paleotemperature variations in the Greenland, Iceland and Norwegian Sea. - Paleoceanography, 5, 4, 557-580.
- KOÇ-KARPUZ, N. & JANSEN, E. (1992): A high resolution diatom record of the last deglaciation from the SE Norwegian Sea: Documentation of rapid climatic changes. - Paleoceanography, 7, 4, 499-520.
- LOCKER, S. (1992): Kieselplankton und vulkanisches Glas. In: SUESS, E. & ALTENBACH, A.V.: Europäisches Nordmeer, Reise Nr. 17, 15. Juli - 29. August 1991. - METEOR-Ber., Univ. Hamburg, 92-3, S. 76.
- LOCKER, S., BLAUME, F., ERLÉNKEUSER, H. & RUMOHR, J. (einger.): Plankton and tephra events during the Pleistocene to Holocene transition on the continental margin off mid Norway. - einger. Paleoceanography.
- MATTHIESSEN, J. (1991): Dinoflagellaten-Zysten im Spätquartär des Europäischen Nordmeeres: Palökologie und Paläozeanographie. - GEOMAR Rep., 7, 1-104.
- MOLINA-CRUZ, A. (1991): Holocene paleo-oceanography of the northern Iceland Sea, indicated by Radiolaria and sponge spicules. - Journal of Quaternary Science, 6, 4, 303-312.
- MORLEY, & HAYS, (1979): *Cycladophora davisiana*: A stratigraphic tool for Pleistocene North Atlantic and interhemispheric correlation. - Earth and Planetary Science Letters, 44, 383-389.
- MÜLLER, G. & GASTNER, M. (1971): The "Karbonatbombe", a simple device for the determination of the carbonate content in sediments, and other material. - N. Jb. Miner. MH., Jg. 1971, 466-469.
- PAETSCH, H., BOTZ, R., SCHOLTEN, J.C. & STOFFERS, P. (1992): Accumulation rates of surface sediments in the Norwegian-Greenland Sea. - Marine Geol., 104, 19-30.
- PETRUSHEVSKAYA, M.G. & BJØRKLUND, K.R. (1974): Radiolarians in Holocene sediments of the Norwegian-Greenland Seas. - Sarsia, 57, 33-46.
- REID, P.C. (1974): Gonyaulacacean dinoflagellate cysts from the British Isles. - Nova Hedwegia, 25, 579-637.
- SAMTLEBEN, C. (1980): Die Evolution der Coccolithophoriden-Gattung *Gephyrocapsa* nach Befunden im Atlantik. - Paläont. Z., 54, 91-127.
- SAMTLEBEN, C. & BICKERT, T. (1990): Coccoliths in sediment traps from the Norwegian Sea. - Mar. Micropaleontol., 16, 39-64.
- SAMTLEBEN, C. & SCHRÖDER, A. (1990): Coccolithophoriden-Gemeinschaften und Coccolithen-Sedimentation im Europäischen Nordmeer: Zur Abbildungen von Planktonzönosen im Sediment. - Ber. Sonderforschungsber. 313, Univ. Kiel, 25, 52 S.

- SAMTLEBEN, C. & SCHRÖDER, A. (1992): Coccolithophore communities in the Norwegian-Greenland Sea and their record in sediments. - *Mar. Micropaleontol.*, 19, 333-354.
- SARNTHEIN, M., JANSEN, E., ARNOLD, M., DUPLESSY, J.C., ERLÉNKEUSER, H., FLATOY, A., VEUM, T., VOGELSANG, E. & WEINELT, M. (1992): $\delta^{18}\text{O}$ time-slice reconstructions of meltwater anomalies at Termination I in the North Atlantic between 50° and 80°N. - In: BARD, E. & BROECKER, W.S. (Hrsg.), The last deglaciation: Absolute and Radiocarbon Chronologies, 183-200, NATO ASI Series, (Springer).
- SCHRADER, H.-J. (1970a): Selektive Auflösung planktischer Diatomeen im Seegebiet zwischen 15-43° nördlicher Breite und 8-30° westlicher Länge.- In: FARINACCI, A. (Hrsg.) Proceedings of the II Planktonic Conference, Roma, 1970, 1139-1147.
- SCHRADER, H.-J. (1970b): Ursache und Ergebnis der Auflösung von Kieselskeletten in den oberen Sedimentbereichen am Beispiel zweier Kern-Profile vor Marokko und Portugal. - In: FARINACCI, A. (Hrsg.) Proceedings of the II Planktonic Conference, Roma, 1970, 1149-1155.
- SCHRADER, H.-J. & GERSONDE, R. (1978): Diatoms and Silicoflagellates. In: ZACHARIASSE, W.J. et al. (Hrsg.) Micropaleontological Counting Methods and Techniques - an Exercise on an Eight Metres Section of the Lower Pliocene of Capo Rosello, Sicily, 129-176, Utrecht Micropal. Bull. 17.
- STABELL, B. (1986): A diatom maximum horizon in upper Quaternary deposits. - *Geol. Rundsch.*, 75, 1, 175-184.
- SUESS, E. & ALTENBACH, A.V. (1992): Europäisches Nordmeer, Reise Nr. 17, 15. Juli - 29. August 1991. - *METEOR-Ber.*, Univ. Hamburg, 92-3, 164 S.
- TURON, J.-L. (1980): Dinoflagellés et environnement climatique. Les kystes de dinoflagellés dans les sédiments récents de l'Atlantique nord-oriental et leurs relations avec l'environnement océanique. Application aux dépôts holocènes du chenal de Rockall. - *Mem. Mus. Hist. Nat.*, B 27, 269-282.
- VEUM, T., JANSEN, E., ARNOLD, M., BEYER, I. & DUPLESSY, J.-C. (1992): Water mass exchange between the North Atlantic and the Norwegian Sea during the past 28.000 years. - *Nature*, 356, 783-785.
- VOGELSANG, E. (1990): Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope. - *Ber. Sonderforschungsb. 313, Univ. Kiel*, 23, 136 S.
- WALL, D., DALE, B., LOHMANN, G.P. & SMITH, W.K. (1977): The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic Oceans and adjacent seas. - *Mar. Micropal.*, 2, 121-200.
- WEINELT, M. (im Druck): Veränderungen der Oberflächenzirkulation im Europäischen Nordmeer während der letzten 60.000 Jahre - Hinweise aus stabilen Isotopen. - *Ber. Sonderforschungsb. 313, Univ. Kiel*, 41, 106 S.

Tätigkeitsbericht TP B4 1991-92-93**NUMERISCHE MODELLE VON PALÄOKLIMA,
PALÄOOZEANOGRAPHIE UND SEDIMENTATION****Teilprojektleiter: R. Keir, K. Stattegger****Mitarbeiter: B. J. Haupt, C. Schäfer-Neth, D. Seidov****Zusammenfassung**

Zur Modellierung der spätquartären Geschichte des nördlichen Nordatlantiks wurden zwei Zirkulationsmodelle (SCINNA - Sensitivity and Circulation in the Northern North Atlantic - und IMOC - Intermediate Model of the Ocean Circulation), ein Sedimentationsmodell (SENNA - SEdimentation (Erosion, Transport and Deposition) in the Northern North Atlantic) sowie Boxmodelle zum Kohlenstoffkreislauf entwickelt.

Die bisher mit diesen Modellen gerechneten Sensitivitätsexperimente zeigen deutlich, daß der nördliche Nordatlantik sehr empfindlich auf kleine Änderungen in den Randbedingungen des thermohalinen Antriebs und des Windantriebs reagiert und somit eine Schlüsselregion zum Verständnis globaler Klimaänderungen darstellt.

1. Einführung und Zielsetzung

Teilprojekt B4 wurde eingerichtet, um die dreidimensionale Zirkulation und Sedimentation während der letzten 350.000 Jahre im nördlichen Nordatlantik zu modellieren.

Aus sedimentologischen, stratigraphischen, mikropaläontologischen, Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopen sowie geophysikalischen Untersuchungen liegen mittlerweile eine Vielzahl von Proxy-Daten und Informationen über das Sedimentationsgeschehen vor. Abgeleitet aus diesen Daten existieren für bestimmte Zeitscheiben mehr oder weniger präzise, zum Teil aber auch strittige Vorstellungen bezüglich der Temperaturen und Salzgehalte, der Eisbedeckung und der Zirkulation des Ozeans.

Variationen im Antrieb, d. h. der solaren Einstrahlung, des Niederschlags, der Verdunstung oder des Winds, rufen im Ozean - und im Modell - Veränderungen der Zirkulation und der Wassermassenverteilungen hervor. Die aus den geologisch-geophysikalischen Daten gewonnenen

oberflächennahen Temperaturen lassen sich nun, quasi stellvertretend für die in der Natur gegebene Ein- und Ausstrahlung, dem Modell als Oberflächenrandbedingung - also als Antrieb - vorgeben. Das gleiche gilt für die Salzgehalte, die ein Maß für den Süßwasserfluß durch Niederschlag und Verdunstung darstellen. Atmosphärische Modelle (z. B. die des MPIs für Meteorologie in Hamburg) liefern Anhaltspunkte über die Windverhältnisse in vergangenen Zeiten. So ist es im Prinzip möglich, mit Ozeanmodellen die Auswirkung der Antriebsfelder bestimmter Zeitscheiben auf den Ozean zu studieren und typische Muster der Zirkulation und Sedimentation zu gewinnen. Über den Vergleich dieser Muster mit den existierenden, aus Proxy- und Sedimentdaten abgeleiteten Paläozirkulations- und Sedimentationsschemata können Modelle helfen, z. B. die Konsistenz der Interpretationen von $\delta^{18}\text{O}$ hinsichtlich der Temperatur zu testen und eventuell vorhandene Widersprüche aufzuklären.

2. Vorhandene Modelle

Die Modellierungsarbeiten im Teilprojekt B4 benutzen ozeanische Zirkulations-, Sedimentations- und Boxmodelle. Auf dem Gebiet der Modellentwicklung gibt es seit der letzten Antragstellung (1990) zahlreiche Neuerungen, davon wurden bisher allerdings nur wenige für Modellrechnungen im nördlichen Nordatlantik eingesetzt.

Zirkulationsmodelle

Zur Zeit existieren nur wenige dreidimensionale hochauflösende Zirkulationsmodelle für den nördlichen Nordatlantik, die über die geographische Breite von 65-70° N hinausreichen. Das Modell von LEGUTKE (1989) umfaßt das Europäische Nordmeer und verwendet an den Schwellen zu den angrenzenden Meeresbecken offene Ränder. Einen ähnlichen Zugang wählt STEVENS (1991), dessen Modellgebiet von 57,5° N bis 82,5° N reicht. Auch hier sind entlang dieser Breitenkreise offene Ränder implementiert. Das Problem, das sich mit offenen Rändern stellt, ist, daß (u. a.) die Massentransporte über die Ränder hinweg sowohl in bezug auf ihre Lage als auch hinsichtlich ihrer Beträge spezifiziert werden müssen. Wie Legutke und Stevens zeigen, hängt die Zirkulation im Inneren des Modellgebiets äußerst kritisch von dem ab, was an den Rändern vorgeschrieben wird. Damit kommt für die Paläomodellierung eine Formulierung offener Ränder kaum in Frage, denn aus den verfügbaren Daten vergangener Zeitscheiben lassen sich in erster Linie Temperaturen und Salzgehalte ableiten, aber keine Transporte. Als Ausweg bietet sich an, das Modellgebiet bei allseits geschlossenen Rändern so zu vergrößern, daß letztere weit ab vom eigentlichen Interessengebiet liegen. Dies versuchen AUKRUST & OBERHUBER (1993) mit gutem Erfolg. Allerdings wird ihr Modell durch die Oberflächenflüsse von Wärme und Süßwasser getrieben, also Größen, die sich wiederum nicht aus den Paläomessungen herleiten lassen.

Aus den spezifischen Problemstellungen der Paläomodellierung war die Entwicklung eines neuen Zirkulationsmodells erforderlich.

Sedimentationsmodelle

Während der letzten Jahre wurden zahlreiche numerische Modelle entwickelt, mit denen sich die Füllungsgeschichte von Sedimentbecken simulieren und graphisch umsetzen läßt. Viele dieser Modelle sind zweidimensional angelegt und geben die Füllung eines Sedimentbeckens in Profilen wieder, die synthetischen Seismogrammen entsprechen. In die Modellrechnungen gehen Beckengeometrie, Subsidenz, Meeresspiegelschwankungen, Sedimentanlieferung oder -abtragung ein. Simuliert werden in Abhängigkeit von der verwendeten Modellphysik Transport, Ablagerung, Erosion, Kompaktion und die daraus resultierenden Sedimentkörper (vgl. KENDALL et al., 1991; SYVITZKI & DAUGHNEY, 1992). Prozeßgesteuerte dynamische 2-D- und 3-D-Modelle benutzen Flüsse und deren Strömungsgeschwindigkeiten im Transportmedium sowie Sedimentpartikel verschiedener Korngrößen, um Erosion, Transport und Sedimentation zu modellieren (LEE & HARBAUGH, 1992). Damit läßt sich die Sedimentation in kleinen Becken, von punktuellen lateralen Sedimentquellen aus gesteuert, simulieren; die Modellierung größerer Sedimentbecken ist zumindest für 3-D-Modelle sehr aufwendig und nur mit großen Rechenkapazitäten erreichbar. Die Kopplung von Sedimentationsmodellen mit ozeanischen Zirkulationsmodellen wurde bisher nur in flachen Randmeeren versucht (ERICKSON et al., 1990; SÜNDERMANN & KLÖCKER, 1983).

Der Größe des Modellgebiets und der gewünschten Kopplung mit dem Zirkulationsmodell Rechnung tragend mußte ein neues dreidimensionales Sedimentationsmodell entwickelt werden.

Boxmodelle des Kohlenstoffkreislaufs

Gegenwärtig gibt es kein dreidimensionales Zirkulationsmodell für den nördlichen Nordatlantik, welches den Kohlenstoffkreislauf beinhaltet. Das Kohlenstoffsystem des globalen Ozeans wird seit über 30 Jahren durch Boxmodelle studiert. Seit kurzer Zeit wird die anorganische Kohlenstoffverteilung mit globalen allgemeinen Zirkulationsmodellen untersucht (BACASTOW & MAIER-REIMER, 1990). Die Aufnahmefähigkeit des Ozeans für verschiedene Gase wurde mit einem Boxmodell untersucht. Ein Beispiel hierfür ist die CO₂-Aufnahme des Oberflächenwassers, welches polwärts fließt, sich dabei abkühlt und schließlich absinkt (VOLK & LIU, 1988).

3. Modellentwicklung

3.1 SCINNA

Modellgebiet und allgemeine Eigenschaften

SCINNA ist ein dreidimensionales hochauflösendes allgemeines Zirkulationsmodell. Es baut auf dem Modular Ocean Model (MOM; PACANOWSKI et al., 1991) auf, dem Nachfolger des bekannten Princeton-Zirkulationsmodells (BRYAN, 1969; COX, 1984). SCINNA basiert auf den primitiven Gleichungen, ist voll prognostisch und erfüllt die Erhaltungssätze für Masse, Wärme, Salzgehalt, Impuls und Energie. In Erweiterung des MOM-Basis-Codes ermöglicht SCINNA

- die Verwendung beliebiger Beckenformen, vor allem im Hinblick auf Änderungen der Topographie durch Meeresspiegelschwankungen in geologischer Zeit,
- die Vorgabe beliebiger T- und S-Anfangsverteilungen,
- den Einsatz beliebiger Wind-, Eis- und Oberflächentemperatur- bzw. Salzgehaltsfelder,
- regionales dreidimensionales Restoring an vorgegebene Temperaturen und Salzgehalte,
- ein einfaches prognostisches Eismodell, das wahlweise anstelle einer fest vorgeschriebenen Eisdecke benutzt werden kann,
- die Erzeugung eines umfassenden Modelloutputs: T und S, Massentransport, Eisbedeckung.

SCINNA ist auf einem rotierten sphärischen Koordinatensystem formuliert, bei dem der Schnittpunkt von Äquator und Nullmeridian gegenüber dem normalen geographischen System entlang des Nullmeridians um 60 Bogengrad nach Norden verdreht wurde. Auf diese Weise wird die Meridiankonvergenz minimiert, die ansonsten zu unnötig kleinen Gitterweiten in hohen Breiten und damit zu unpraktikabel kurzen Zeitschritten sowie zu einem generell erhöhten Modellrauschen führt. Das Modellgebiet umfaßt das Europäische Nordmeer, das Polarmeer bis zur Linie 90° W - Pol - 90° O, die Barents-, Nord- und Labradorsee sowie den Nordostatlantik ab ca. 40° N (Abb. B4-1). Bei einer Auflösung von 0,5° (= ca. 50 km) in beiden Koordinatenrichtungen und 17 Schichten in der Vertikalen enthält es rund 53000 Gitterpunkte (= 95 x 95 x 17 abzüglich der Festlandsbereiche). Die Ränder im Polarmeer, der Barents-See und im Atlantik sind geschlossen. Entlang dieser Ränder werden in einem wenige Gitterpunkte breiten Streifen die Modelltemperaturen und -salzgehalte zurück zu klimatologischen Werten gezwungen. Diese Technik ("Restoring") simuliert die Wassermassentransformation, die *in natura* im gesamten Weltozean stattfindet. Damit kann auf die technisch sehr aufwendige Modellierung offener Ränder wie z. B. bei LEGUTKE (1989) und STEVENS (1991) verzichtet werden. Wie eingangs dargelegt, wäre dies für die Modellierung der Paläozirkulation auch nicht sinnvoll.

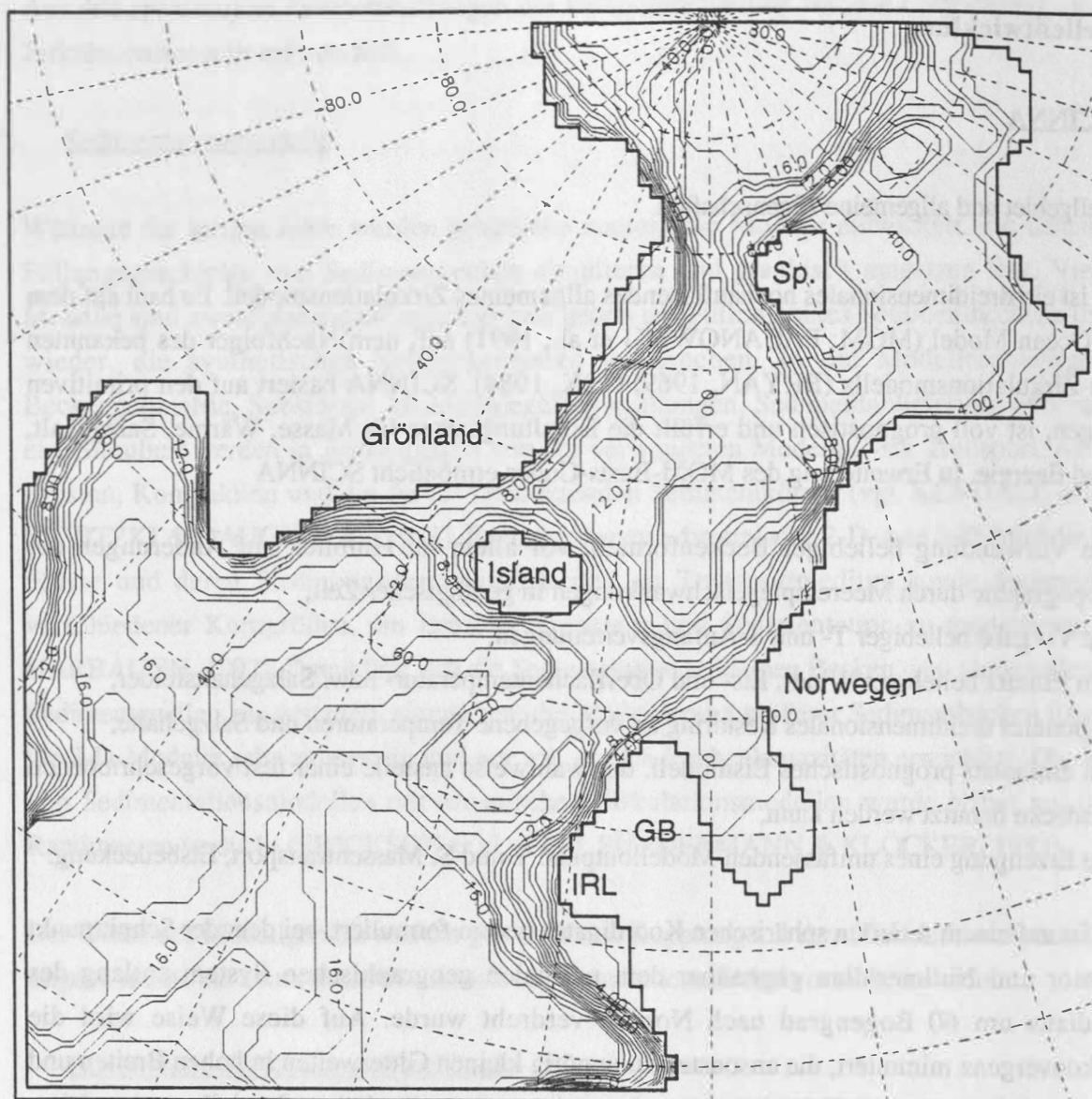


Abb. B4-1:
Topographie der Modelle SCINNA
und SENNA im rotierten Koordina-
tensystem. Dargestellt ist die Anzahl
der Schichten in der Vertikalen, die
entsprechenden Tiefen sind neben-
stehend aufgelistet.

Schicht m

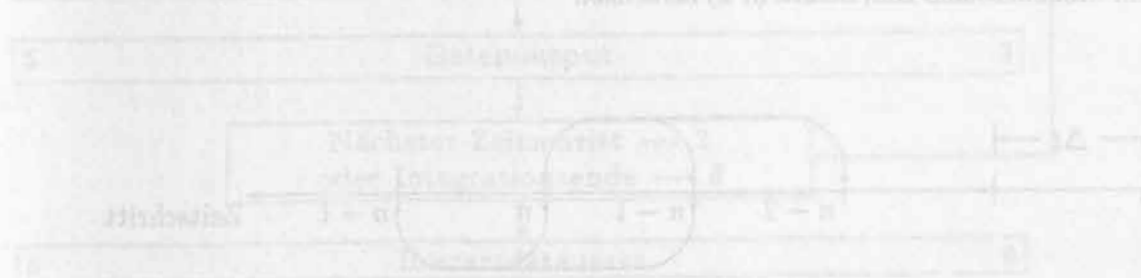
			6	400	12	2000
	1	50	7	500	13	2500
2	100	8	750	14	3000	
3	150	9	1000	13	3500	
	4	200	10	1250	16	4000
	5	300	11	1500	17	5000

Modellcode und Diskretisierung

λ, ϕ, z	Zonal-, Meridional- und Vertikalkoordinate
$\Delta x, \Delta y, \Delta z$	zonale, meridionale und vertikale Gitterweite
Δt	Zeitschritt
u, v, w	zon., mer. und vert. Geschwindigkeitskomponente
u_{bottom}, v_{bottom}	reduzierte zon. und mer. Geschwindigkeitskomponente am Boden
$u_{Scritical}, v_{Scritical}$	kritische Geschwindigkeit für den Suspensionstransport
$u_{Gcritical}, v_{Gcritical}$	kritische Geschwindigkeit für den Geschiebetransport
w_{sink}	Sinkgeschwindigkeit der Sedimentpartikel
T, S, C	Temperatur, Salzgehalt und Sedimentkonzentration
gs, FF	Korngröße und Formfaktor der Sedimentpartikel
ρ	Dichte
$\rho_{sediment}$	Dichte der Sedimentpartikel
ν	kinematische Viskosität des Meerwassers
$p, p_{surface}$	Druck, Oberflächendruck
g	Schwerebeschleunigung
f	Coriolisparameter
A_{MH}, A_{MV}	hor. und vert. Austauschkoeffizient für Impuls
A_{TH}, A_{TV}	hor. und vert. Austauschkoeffizient für Tracer
$\partial_t(*)$	Zeitableitung
$\mathcal{L}(*), \mathcal{L}_H(*)$	dreidimensionaler und horizontaler Advektionsoperator
$\mathcal{D}(*, A_H, A_V)$	Diffusionsoperator
$\mathcal{P}_\lambda, \mathcal{P}_\phi$	zonaler und meridionaler Druckgradientterm
\mathcal{C}	Konvektion
\mathcal{R}	Restoring für T und S
\mathcal{Q}	Quellterme für Sediment

Abb. B4-2: Definitionen und Symbole

Die Modellgleichungen sind räumlich auf dem "Arakawa-B"-Gitter diskretisiert (MESINGER und ARAKAWA, 1976), wie in Abb. B4-3 dargestellt. Bei diesem Gitter sind die Punkte für T und S gegenüber den Punkten des Geschwindigkeitsfelds um jeweils die halbe Gitterweite versetzt:



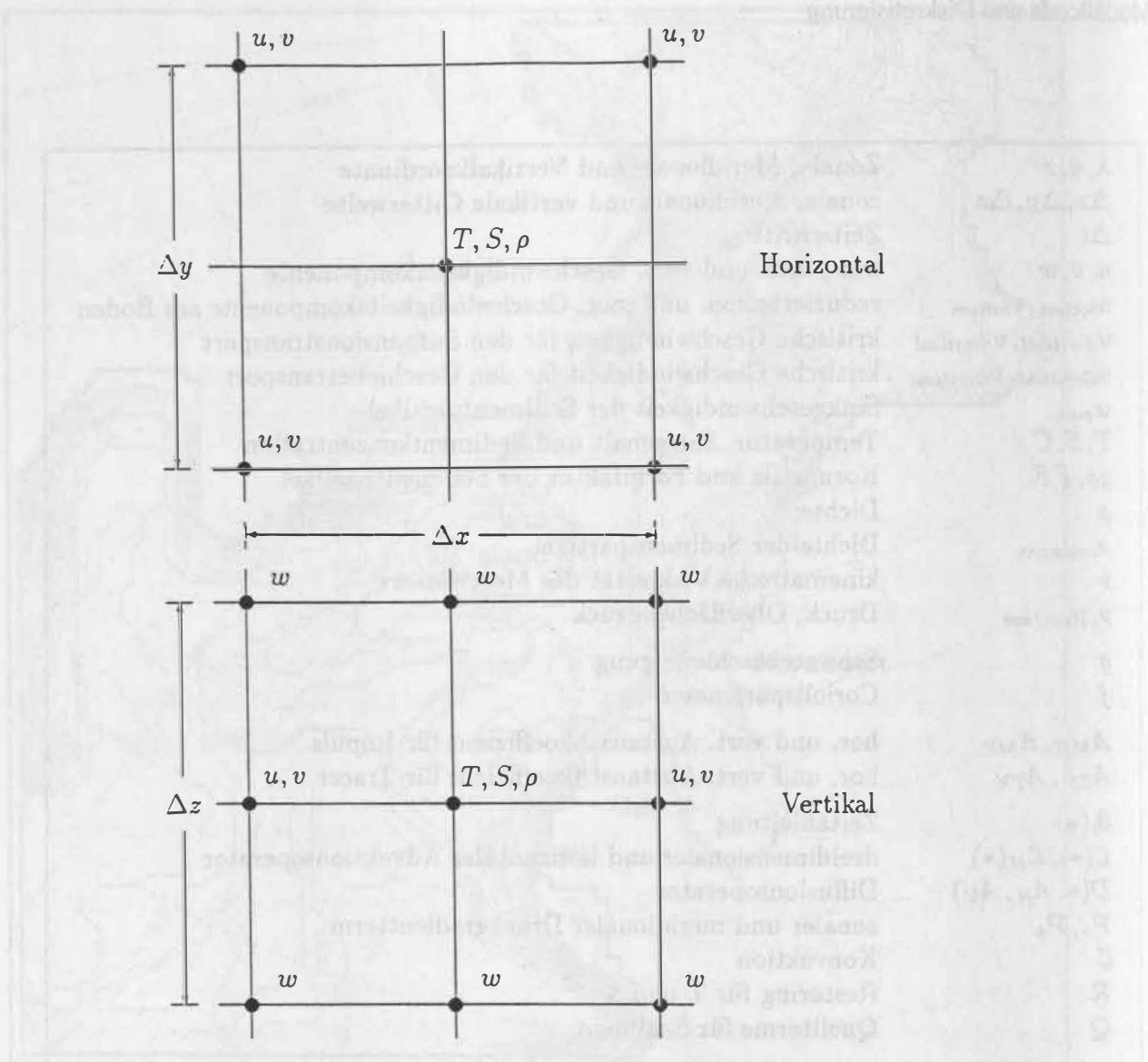


Abb. B4-3: Räumliche Diskretisierung von SCINNA

Die zeitliche Integration geschieht (Abb. B4-4) im "leap frog"-Verfahren, bei dem sich der Modellzustand zum neuen Zeitschritt (n) aus den zeitlichen Ableitungen zum vorigen Schritt ($n-1$) und dem Modellzustand zum Schritt ($n-2$) berechnet:

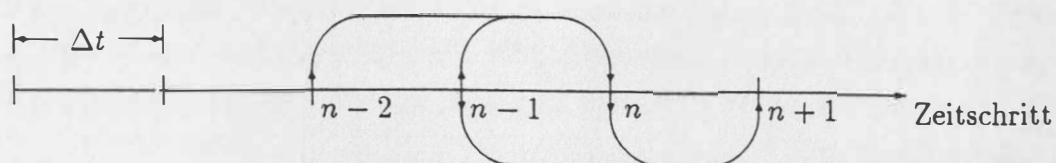


Abb. B4-4: Zeitliche Diskretisierung von SCINNA

Die Gleichungen des Modells sollen hier nur in symbolischer Form wiedergegeben werden (Abb. B4-2, B4-5). Ausführlich dokumentiert sind sie bei BRYAN (1969) und COX (1984).

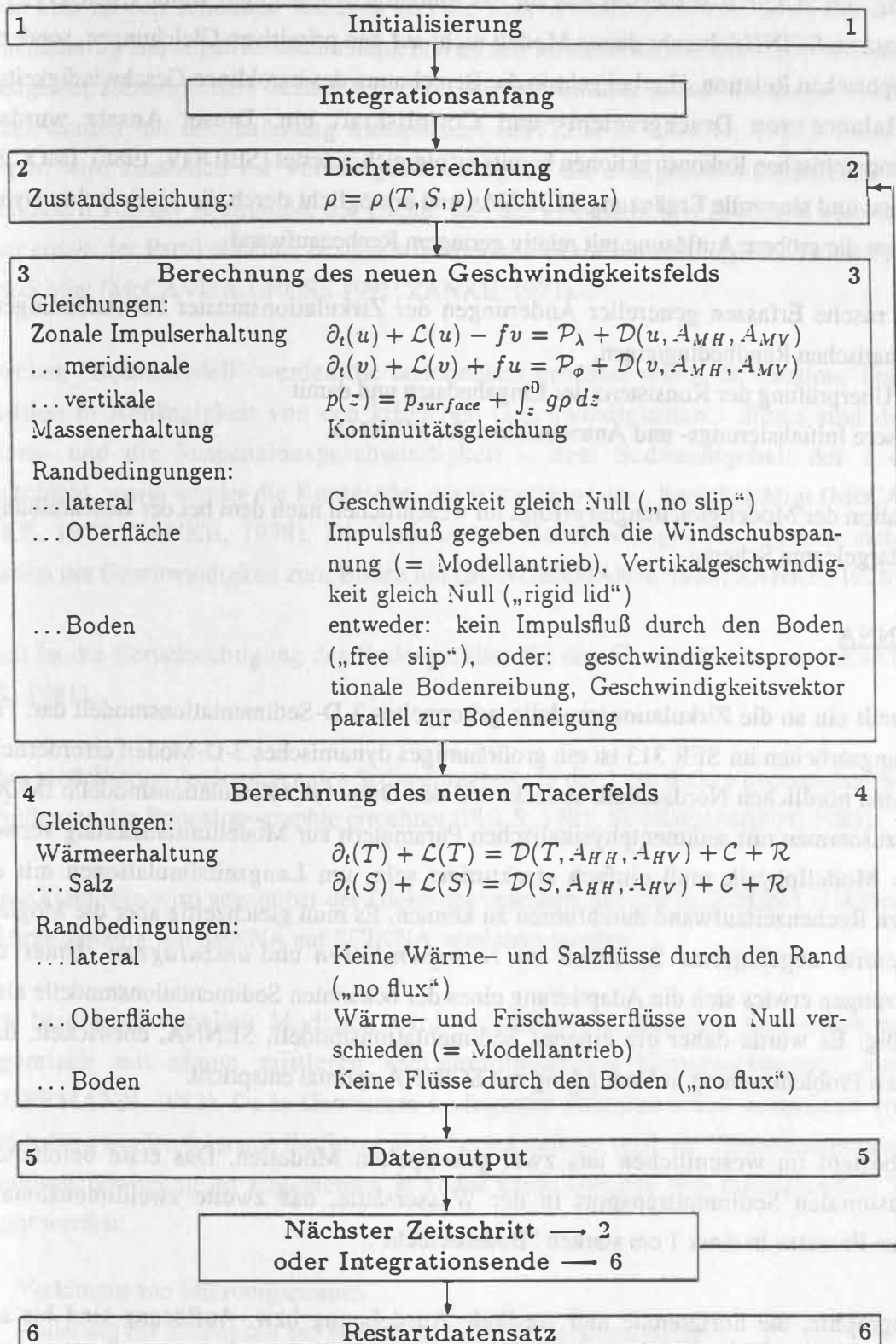


Abb. B4-5: Iterationsschema, Modellgleichungen und Randbedingungen von SCINNA

3.2 IMOC

IMOC ist ein dreidimensionales grobauflösendes geostrophisches Zirkulationsmodell, das parallel zur Entwicklung von SCINNA verbessert und für das Modellgebiet adaptiert wurde (SEIDOV, 1992). Im Gegensatz zu SCINNA beruht dieses Modell nicht auf den primitiven Gleichungen, sondern auf der geostrophischen Relation. Hierbei geht in die Berechnung des baroklinen Geschwindigkeitsfelds nur die Balance von Druckgradient- und Corioliskraft ein. Dieser Ansatz wurde bei paläoozeanographischen Rekonstruktionen bereits erfolgreich getestet (SEIDOV, 1986). IMOC bildet eine wichtige und sinnvolle Ergänzung SCINNAs und ermöglicht durch die vereinfachte Dynamik und vor allem die gröbere Auflösung mit relativ geringem Rechenaufwand

- das rasche Erfassen genereller Änderungen der Zirkulationsmuster bei Änderungen der klimatischen Randbedingungen,
- die Überprüfung der Konsistenz der Eingabedaten und damit
- bessere Initialisierungs- und Antriebsfelder für SCINNA.

Die Integration der Modellgleichungen erfolgt im wesentlichen nach dem bei der Beschreibung von SCINNA dargelegten Schema.

3.3 SENNA

SENNA stellt ein an die Zirkulationsmodelle gekoppeltes 3-D-Sedimentationsmodell dar. Für die Modellierungsarbeiten im SFB 313 ist ein großräumiges dynamisches 3-D-Modell erforderlich, das den gesamten nördlichen Nordatlantik abdeckt und den Output der Zirkulationsmodelle IMOC und SCINNA zusammen mit sedimentphysikalischen Parametern zur Modellinitialisierung verwenden kann. Die Modellphysik muß einfach strukturiert sein, um Langzeitsimulationen mit einem vertretbaren Rechenzeitaufwand durchführen zu können. Es muß gleichzeitig aber die Möglichkeit bieten, bereits abgelagertes Sediment zu *resuspendieren* und *umzulagern*. Unter diesen Voraussetzungen erwies sich die Adaptierung eines der bekannten Sedimentationsmodelle als nicht zweckmäßig. Es wurde daher ein eigenes Sedimentationsmodell, SENNA, entwickelt, das der aufgezeigten Problemstellung in Verbindung mit SCINNA optimal entspricht.

SENNA besteht im wesentlichen aus zwei gekoppelten Modellen. Das erste beinhaltet den dreidimensionalen Sedimenttransport in der Wassersäule, das zweite zweidimensionale die bodennahen Prozesse in einer 1 cm starken "Bodenschicht".

Die Topographie, die horizontale und vertikale Ausdehnung bzw. Auflösung sind bis auf die zusätzliche "Bodenschicht" identisch mit SCINNA. Angetrieben wird SENNA durch die von SCINNA produzierten Temperatur-, Salzgehalts- und Geschwindigkeitsfelder.

In dem ersten Modell wird der laterale Sedimenteintrag sowie der Eintrag von Partikeln, welche aus dem Abschmelzen von Eisbergen in die obere Wassersäule eingetragen werden, berücksichtigt. Es werden also an den seitlichen Rändern und am oberen Rand positive Sedimentquellen für den Sedimenteintrag und negative Sedimentquellen an den Modellrändern, mit denen Sediment aus dem Modellgebiet abtransportiert werden kann, vorgeschrieben. Die in der Wassersäule suspendierten Partikel werden mit der Strömung transportiert (BITZER & PFLUG, 1989). Beim vertikalen Transport wird zusätzlich zur Vertikalgeschwindigkeit die Sinkgeschwindigkeit der Teilchen in Abhängigkeit von der Korngröße, der Dichte und der kinematischen Zähigkeit vom umgebenden Wasser sowie der Partikeldichte, des Formfaktors und des sedimentologischen Korndurchmessers berücksichtigt (McCAYE & GROSS 1991; ZANKE, 1977).

Im zweiten "Bodenmodell" werden die bodennahen Prozesse wie z. B. Erosion, Transport und Deposition in Abhängigkeit von den kritischen Geschwindigkeiten - dieses sind die kritische Erosions- und die Suspensionsgeschwindigkeit -, dem Sedimentgehalt der 1 cm dicken Bodenschicht, sowie wieder die Korngröße, der Formfaktor usw. berücksichtigt (McCAYE, 1984; ZANKE, 1977; ZANKE, 1978). Die bodennahen Geschwindigkeiten ergeben sich aus einer Reduktion der Geschwindigkeit zum Boden hin (SÜNDERMANN, 1983; ZANKE, 1978).

Geplant ist die Berücksichtigung des Bodengefälles für den Geschiebetransport (KROHN, 1975; PULS, 1981).

Aus den modellierten Änderungen des Sedimentgehalts in der 1 cm dicken bodennahen Schicht wird eine Änderung der Bodentopographie errechnet (PULS, 1981; SÜNDERMANN, 1983).

Da diese klein sein wird gegenüber der Dicke der untersten Schicht in SCINNA (1000m), kann auf eine Rückkopplung von SENNA auf SCINNA verzichtet werden.

In den beiden gekoppelten Modellen wird vereinfachend zunächst von einem homogenen Korngemisch mit einem mittleren sedimentologischen Korndurchmesser ausgegangen (SÜNDERMANN, 1983). Da in Gewässern biologische Faktoren einen weitgehend unbekannten Einfluß haben, werden folgende Einflüsse nicht berücksichtigt, weil die "Grundzusammenhänge" bei der Sedimentbewegung im allgemeinen in erster Linie von den rein mechanischen Vorgängen bestimmt werden:

- Verkittung von Mikroorganismen
- Änderung der Rauigkeit der Sedimente durch organischen Belag
- Flockenerscheinungen organischer Sedimente und Vermischung mit Sanden

Ein wichtiges Ziel der Modellierung soll darin bestehen, daß Material bei Erreichen von kritischen Geschwindigkeiten *aufgewirbelt*, transportiert *und somit umgelagert* werden kann. Es wird also nicht wie in vielen Modellen ein Meeresbecken lediglich aufgefüllt.

Erste Test mit dem Modelloutput von M2, einer Vorgängerversion SCINNA (s.u.), wurden erfolgreich durchgeführt. Es hat sich gezeigt, daß die Einführung der Bodenneigung für den Erosionsprozeß von großer Bedeutung sein wird, da sich nur so Hangabtransporte modellieren lassen.

Die Programmstruktur von SENNA ist so entwickelt worden, daß eine Anpassung an andere Modellgebiete und Zirkulationsmodelle mit geringfügigen Änderungen möglich ist.

In der folgenden Abbildung gelten für die mathematischen Operatoren die gleichen Konventionen wie für SCINNA (Abb. B4-2, B4-3, B4-4).

Initialisierung und Vorgaben

- Bodentopographie von SCINNA + 1 cm dicke Bodenschicht
- Geschwindigkeits-, Temperatur- und Salzgehaltswerte von SCINNA
- Zeitschritt Δt und Integrationsdauer
- Korngröße g_s des transportierbaren Materials
- maximale Menge von erodierbarem und transportierbarem Material
- Bodenreibung: Die Horizontalgeschwindigkeit (u, v_{bottom}) 1 cm über dem Boden wird aus der Horizontalgeschwindigkeit aus der unteren Schicht von SCINNA errechnet (z. B. exponentielle Verringerung in Anlehnung an ZANKE).

Vorgabe der Sedimentquellen Q

Berechnung der kritischen Geschwindigkeiten in den Randzonen

$$u, v_{S, Gcritical} = u, v_{S, Gcritical}(\rho, \rho_{sediment}, \nu, g_s, F F, w_{sink})$$

Berechnung des Bodentransportes in der 1 cm dicken Bodenschicht von SENNA

$$\partial_t(C) + \mathcal{L}_H(C) = \mathcal{D}_H(C, A_{MH}) + Q$$

Berechnung des dreidimensionalen Sedimenttransportes in der Wassersäule

$$\partial_t(C) + \mathcal{L}(C) = \mathcal{D}(C, A_{MH}, A_{MV}) + Q$$

Änderung der Bodentopographie aufgrund von Sedimentbewegungen

- Berechnung der Schichtdickenänderung mittels der Kontinuitätsgleichung für Sediment. Gleichzeitig wird die Topographie verändert.

$$\gamma \partial_t(H) + \partial q_i / \partial x_i = 0 \quad \gamma = \text{Porosität der Sedimentpartikel}$$

Ausgabe

- Topographieänderung ΔH
- Sedimentbewegung in der Wassersäule

Nächster Zeitschritt

Abb. B4-6a: Integrationsschema und Gleichungen von SENNA

Berechnung der kritischen Geschwindigkeiten in den Randzonen

- Die kritischen Geschwindigkeiten, dies sind die Erosions-, die Depositions- und die Sinkgeschwindigkeiten, sind u. a. von den folgenden Größen abhängig:
 - der Korngröße gs
 - der Dichte des Meerwassers ρ und des Sediments ρ_{sediment}
 - der Schwere/Erdbeschleunigungskraft g
 - der Viskosität ν des Meerwassers
 - der Temperatur T
 - dem Salzgehalt S
 - der Bodenneigung
 - der Sedimentkonzentration C_{bottom} in der 1 cm dicken Bodenschicht

Ausgabe für weitere Analysen

- Zeitserienanalyse
- 3-D-Volumenmodellierung (IVM)
- Transportberechnungen durch ausgewählte Schnitte und Meeresstraßen
- Transporte in bzw. aus ausgewählten Meeresbecken
- Änderung der Bodentopographie infolge von Sedimentumlagerungen und Deposition
- Änderung des Sedimentgehalts in der Wassersäule
- Erstellung eines Restartsatzes für weitere Langzeiterperimente

Abb. B4-6b: Erläuterungen zu zwei wichtigen Programmsegmenten von SENNA

4. Ergebnisse der Sensitivitätstests

4.1 Rezente und Paläozirkulation

Bis 1993 wurden auf der Basis der Daten von Temperatur und Salzgehalt (LEVITUS, 1982), Eis (DIETRICH, 1969) und Wind (HELLERMAN & ROSENSTEIN, 1983; Modellergebnisse des MPI Hamburg, LAUTENSCHLAGER, 1991) zahlreiche Sensitivitätstests zum heutigen Zustand durchgeführt. Deren Ergebnisse zeigen, daß das Europäische Nordmeer sehr sensitiv gerade auch auf kleine Variationen im Antrieb reagiert (HAUPT et al., 1992; SCHÄFER-NETH et al., 1992). Der erste Teil der hier gezeigten Resultate entstammt Experimenten mit einer Vorgängerversion SCINNAs in normalen geographischen Koordinaten (M2). Wenn nicht anders vermerkt, wurde für den Windantrieb das Jahresmittel von Hellerman & Rosenstein benutzt.

Auswirkungen der Eisbedeckung

In Abb. B4-7 sind die Zirkulationsmuster zweier Experimente mit M2 dargestellt, die sich lediglich im Ausmaß ihrer Eisbedeckungen unterscheiden. Beiden liegen die Levitus-Jahresmittelwerte zugrunde. Wiedergegeben ist jeweils die Stromfunktion, d. h. der vertikal integrierte Massentransport, in Sverdrup ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ t/s}$). Experiment a hat im Vergleich zu b eine geringere Eisbedeckung und zeigte nach einer Integration von 20 Jahren zwei gegenläufige Wirbel mit jeweils rund 2,5 Sv. Besonders die antizyklonale Zelle im Nordwesten des Beckens, bedingt durch ein zu warmes Zwischenwasser, ist völlig unrealistisch. Das Experiment wurde deshalb nicht weitergerechnet. Mit einer nur wenig vergrößerten Eisdecke (Abb. B4-7b) kann dagegen das kalte, dichte Zwischenwasser aufrechterhalten werden. Es bildet sich eine Situation heraus, die Beobachtungen weit näher kommt: eine beckenweite zyklonale Zirkulation, entsprechend der Topographie unterteilt in zwei Zellen im Grönland- bzw. Norwegenbecken.

Abb. B4-7: Einfluß unterschiedlicher, jeweils fest vorgeschriebener, Eisbedeckung auf den vertikal integrierten Massentransport (Stromfunktion). Beide Experimente wurden mit den Jahresmittelwerten von T und S (LEVITUS, 1982) bzw. des Winds (HELLERMAN & ROSENSTEIN, 1983) initialisiert und angetrieben. Dargestellt ist die Stromfunktion mit einem Linienabstand von $0,5 \text{ Sv} = 0,5 \text{ Mio t/s}$. Die dicke Linie kennzeichnet den Eisrand, die Pfeile die Strömungsrichtung.

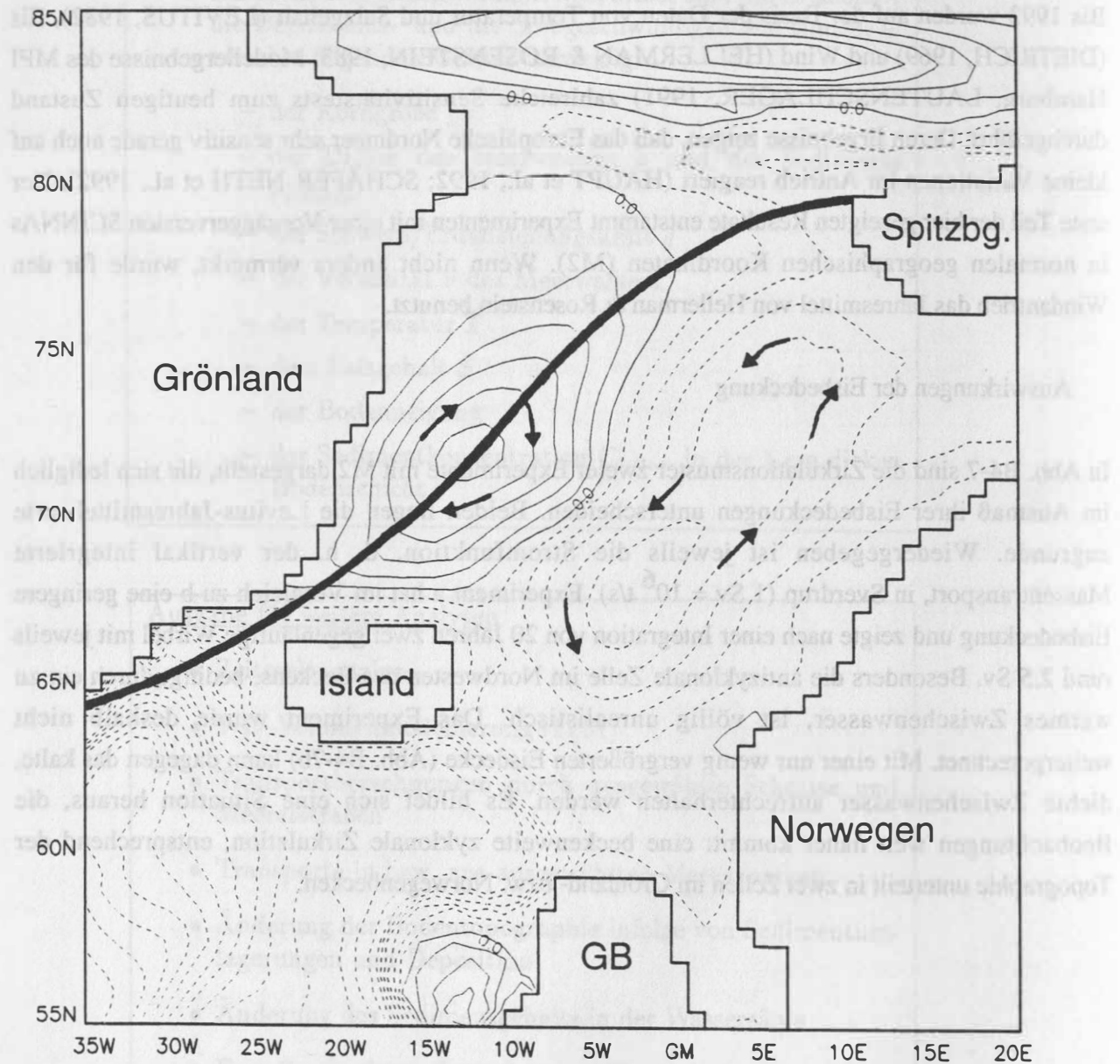


Abb. B4-7a: Bei einer zu kleinen Eisdecke kann das relativ kalte Zwischenwasser nicht aufrechterhalten werden, was zu einer antizyklonalen Zirkulation von $2,5 \text{ Sv}$ im Nordwesten des Europäischen Nordmeers führt. Dies steht im Gegensatz zu allen Beobachtungen.

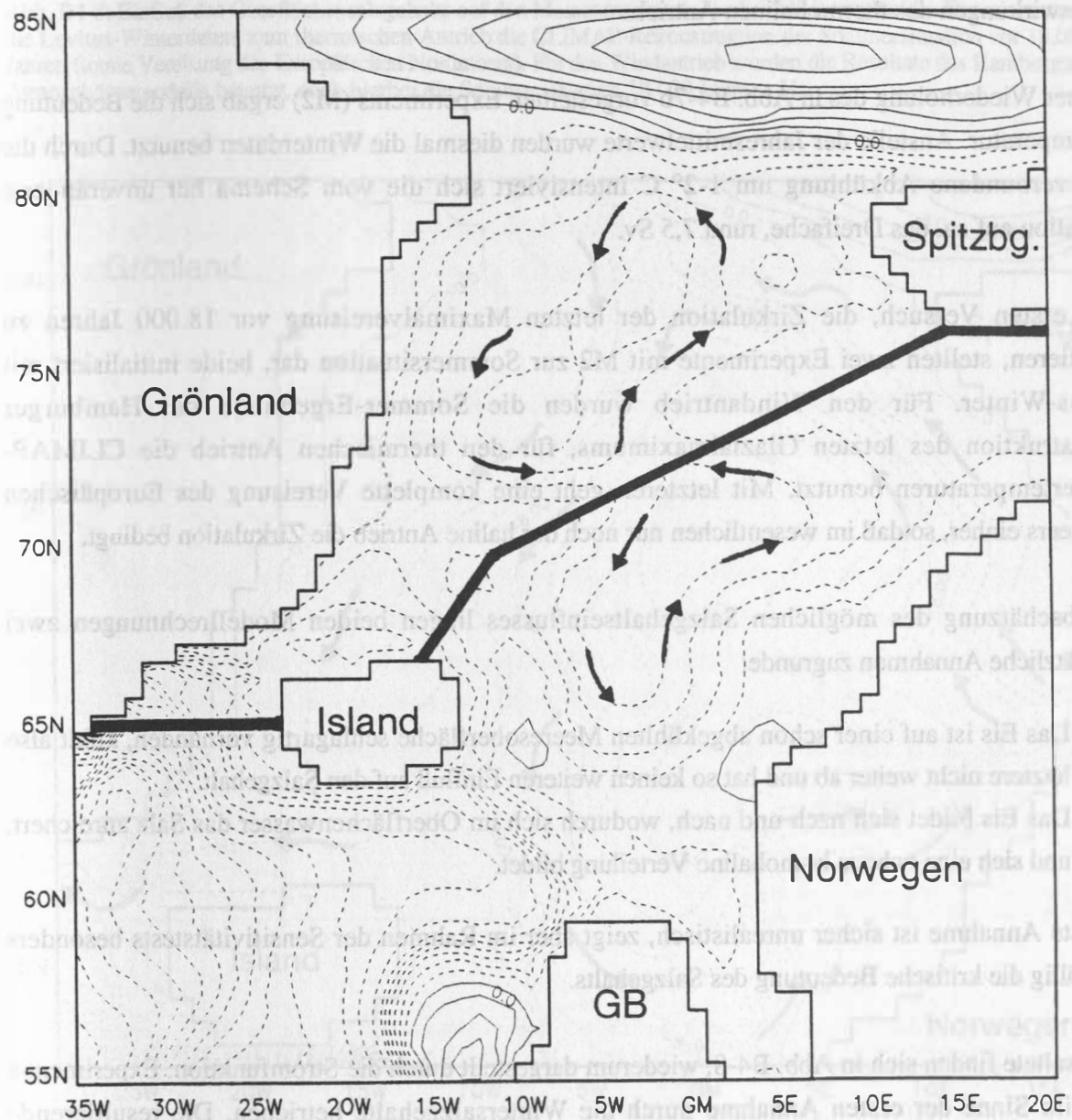


Abb. B4-7b: Mit einer wenig vergrößerten Eisdecke bildet sich eine den tatsächlichen Verhältnissen weit besser entsprechende beckenweit zyklonale Zirkulation, unterteilt in zwei Zellen mit 2,5 bzw. 2 Sv in der Grönland- und Norwegensee.

Auswirkungen des thermohalinen Antriebs

Bei einer Wiederholung des in Abb. B4-7b vorgestellten Experiments (M2) ergab sich die Bedeutung der Temperatur. Anstelle der Jahresmittelwerte wurden diesmal die Winterdaten benutzt. Durch die damit verbundene Abkühlung um $1-2^{\circ}\text{C}$ intensiviert sich die vom Schema her unveränderte Zirkulation auf ca. das Dreifache, rund 7,5 Sv.

Einen ersten Versuch, die Zirkulation der letzten Maximalvereisung vor 18.000 Jahren zu modellieren, stellten zwei Experimente mit M2 zur Sommersituation dar, beide initialisiert mit Levitus-Winter. Für den Windantrieb wurden die Sommer-Ergebnisse der Hamburger Rekonstruktion des letzten Glazialmaximums, für den thermischen Antrieb die CLIMAP-Sommertemperaturen benutzt. Mit letzteren geht eine komplette Vereisung des Europäischen Nordmeers einher, so daß im wesentlichen nur noch der haline Antrieb die Zirkulation bedingt.

Zur Abschätzung des möglichen Salzgehaltseinflusses liegen beiden Modellrechnungen zwei gegensätzliche Annahmen zugrunde:

- Das Eis ist auf einer schon abgekühlten Meeresoberfläche schlagartig vorhanden, kühlt also letztere nicht weiter ab und hat so keinen weiteren Einfluß auf den Salzgehalt.
- Das Eis bildet sich nach und nach, wodurch sich im Oberflächenwasser das Salz anreichert, und sich eine nahezu homohaline Verteilung bildet.

Die erste Annahme ist sicher unrealistisch, zeigt aber im Rahmen der Sensitivitätstests besonders augenfällig die kritische Bedeutung des Salzgehalts.

Die Resultate finden sich in Abb. B4-8, wiederum dargestellt durch die Stromfunktion. Experiment a wurde im Sinne der ersten Annahme durch die Wintersalzgehalte betrieben. Die resultierende Zirkulation ist zyklonal mit 18 (!) Sv. Geht man über zur Annahme 2 und setzt überall unter der Eisdecke den Salzgehalt auf 34,9 ‰ (Experiment b), so reduziert sich der Massentransport auf 2 Sv, also auf ein Zehntel.

Abb. B4-8: Einfluß des Oberflächensalzgehalts auf den Massentransport. Zur Initialisierung beider Experimente dienten die Levitus-Winterdaten, zum thermischen Antrieb die CLIMAP-Rekonstruktion der Sommersituation vor 18.000 Jahren (totale Vereisung des Europäischen Nordmeers). Für den Windantrieb wurden die Resultate des Hamburger Atmosphärenmodells benutzt, auch hierbei die Sommersituation 18.000 Jahre v. H.

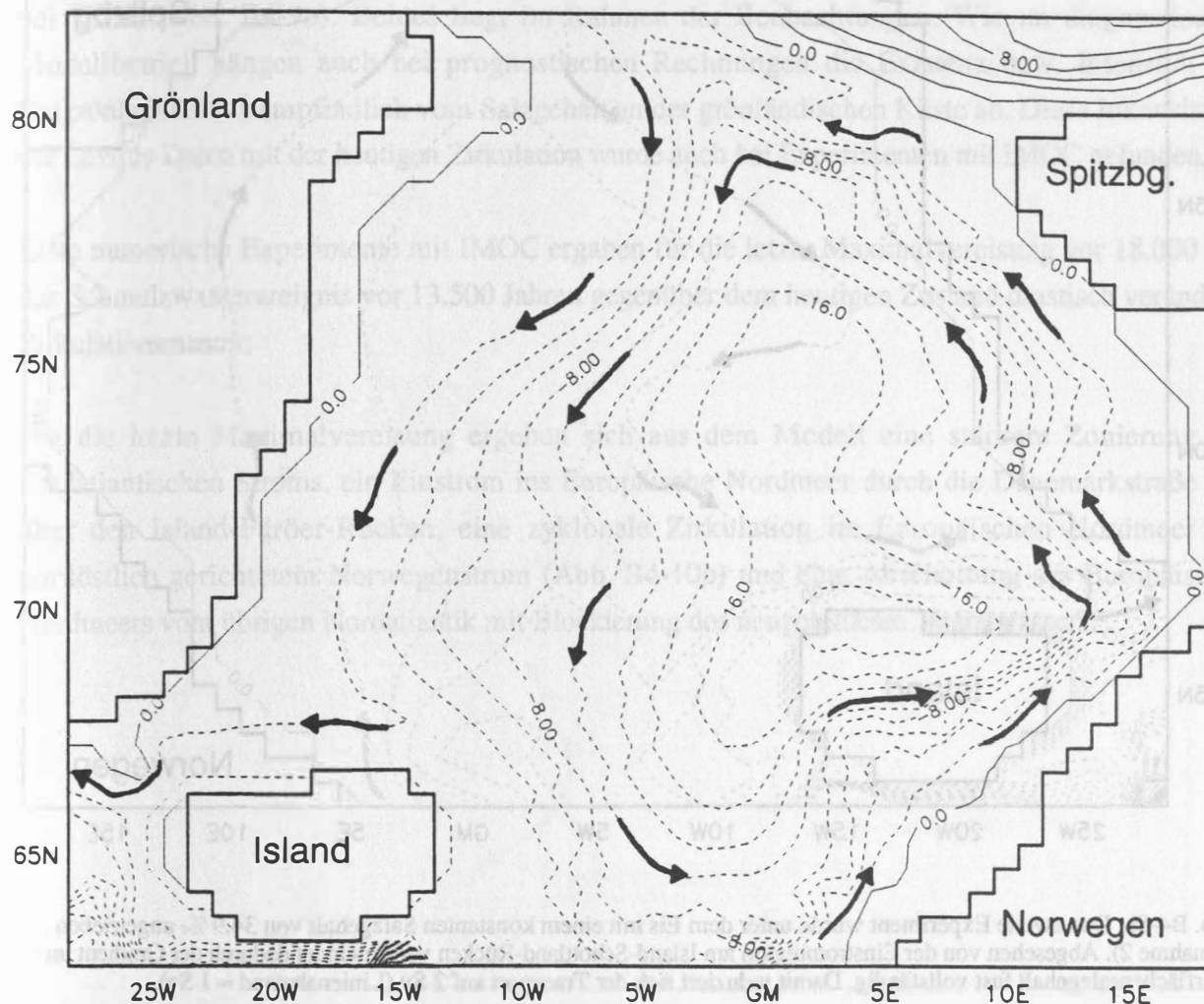


Abb B4-8a: Im ersten Experiment wurden zum halinen Antrieb unter der Eisdecke entsprechend Annahme 1 (s. Text) die Levitus-Winterdaten eingesetzt, also Oberflächensalzgehalte um 34,5 ‰ im Bereich des Norwegenstroms, um 34 ‰ im Ostgrönlandstrom bzw. mehr als 35 ‰ im zentralen Europäischen Nordmeer. Aufgrund dieses Salzgehalts- und Dichtegradienten bildet sich eine beckenweite Zyklone mit einem Transport von 18 Sv (Linienabstand = 2 Sv).

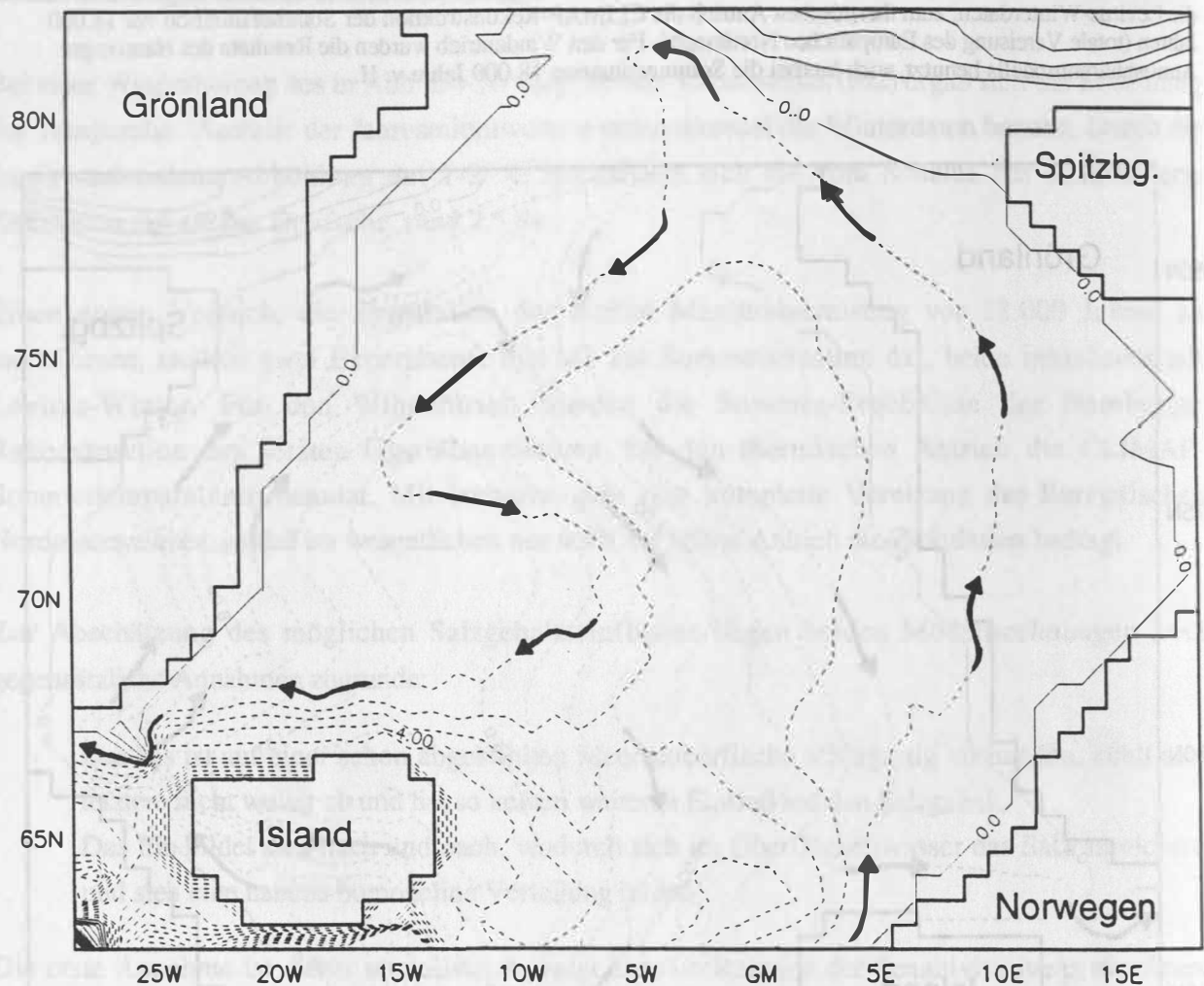


Abb. B4-8b: Das zweite Experiment wurde unter dem Eis mit einem konstanten Salzgehalt von 34,9 ‰ angetrieben (Annahme 2). Abgesehen von der Einstromregion am Island-Schottland-Rücken verschwindet dadurch der Gradient im Oberflächensalzgehalt fast vollständig. Damit reduziert sich der Transport auf 2 Sv (Linienabstand = 1 Sv).

Eine besonders kritische Rolle kommt dem Salzgehalt im Bereich des Ostgrönlandstroms zu. Dies ergab sich aus drei Experimenten mit SCINNA.

Alle drei Rechnungen waren robust diagnostisch, d. h. Temperatur und Salzgehalt wurden während des gesamten Integrationszeitraums und überall im Modell zurück zu ihren Ausgangswerten (hier: Winter) gezwungen. Auf diese Weise läßt sich die mit Tracerfeld und Topographie konsistente Zirkulation bestimmen.

Betrachtet sei der Transport durch die Dänemarkstraße. Abb. B4-9a gibt die Zirkulation wieder, die sich aufgrund der Levitus-Winterdaten allein herausbildet. Der Transport ist nahezu null. Offenbar ist in den Levitus-Daten das küstennahe Wasser zu dicht, zu salzreich; ein Befund, der auch durch die im Atlas von DIETRICH (1969) veröffentlichten Daten aus den Messungen des Internationalen

Geophysikalischen Jahrs gestützt wird. Zum Vergleich wurde das Experiment zweimal wiederholt, wobei entlang der grönländischen Küste anstelle der Originaldaten ein Streifen konstanten, niedrigen Salzgehalts von 34 bzw. 33 ‰ vorgegeben wurde. Erwartungsgemäß erhöht sich durch die Salzgehaltsreduktion der Transport über den Island-Grönland-Rücken auf 1 Sv bei 34 ‰ und 2 Sv bei 33 ‰ (Abb. B4-9b). Beides liegt im Rahmen der Beobachtungen. Wie im diagnostischen Modellbetrieb hängen auch bei prognostischen Rechnungen die Existenz bzw. Intensität des Ostgrönlandstroms empfindlich vom Salzgehalt an der grönländischen Küste ab. Diese Inkonsistenz der Levitus-Daten mit der heutigen Zirkulation wurde auch bei Experimenten mit IMOC gefunden.

Erste numerische Experimente mit IMOC ergaben für die letzte Maximalvereisung vor 18.000 und das Schmelzwasserereignis vor 13.500 Jahren gegenüber dem heutigen Zustand drastisch veränderte Zirkulationsmuster:

Für die letzte Maximalvereisung ergeben sich aus dem Modell eine stärkere Zonierung des nordatlantischen Stroms, ein Einstrom ins Europäische Nordmeer durch die Dänemarkstraße und über den Island-Färöer-Rücken, eine zyklonale Zirkulation im Europäischen Nordmeer mit nordöstlich gerichtetem Norwegenstrom (Abb. B4-10b) und eine Abschottung des Europäischen Nordmeers vom übrigen Nordatlantik mit Blockierung des neugebildeten Tiefenwassers.

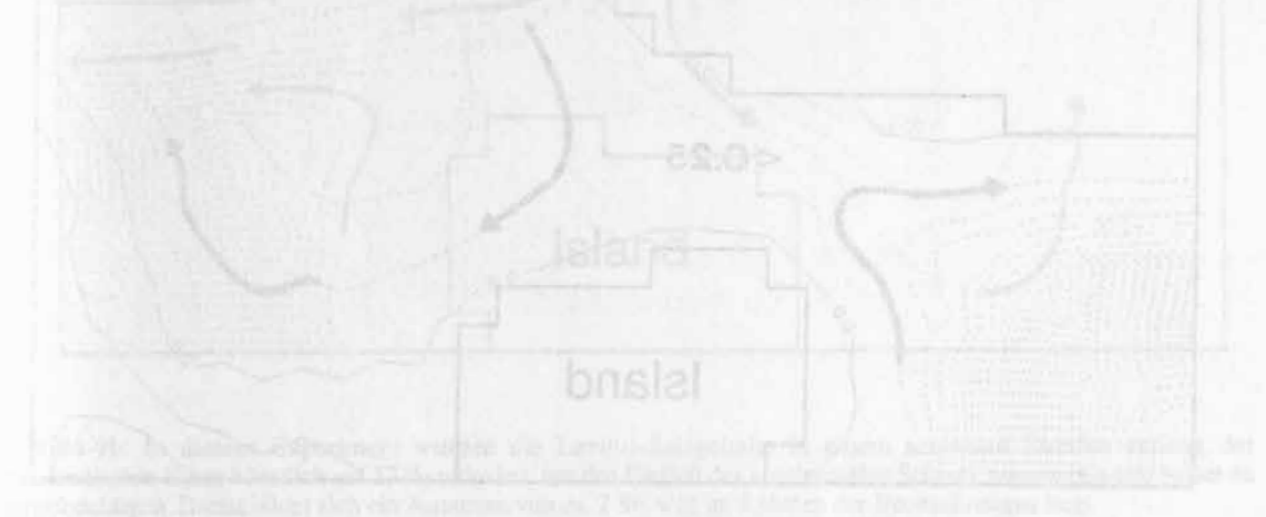


Abb. B4-10b: Die ozeanische Zirkulation während der letzten Maximalvereisung (vor 18.000 Jahren). Die Abbildung zeigt die Nordatlantische Ozeanregion mit Island und Grönland. Pfeile illustrieren die Strömungsmuster: ein verstärkter Nordatlantischer Strom, ein Einstrom ins Europäische Nordmeer durch die Dänemarkstraße und über den Island-Färöer-Rücken, eine zyklonale Zirkulation im Europäischen Nordmeer mit einem nordöstlich gerichteten Norwegenstrom sowie eine Blockierung des Tiefenwassers.

Abb. B4-9: Effekt des Salzgehalts auf den Massentransport in der Dänemarkstraße. Beide Experimente wurden robust diagnostisch mit den Levitus-Winterdaten gerechnet, d. h., die Modell-Temperaturen und -Salzgehalte überall im Modell zurück zu ihren Ausgangswerten gezwungen.

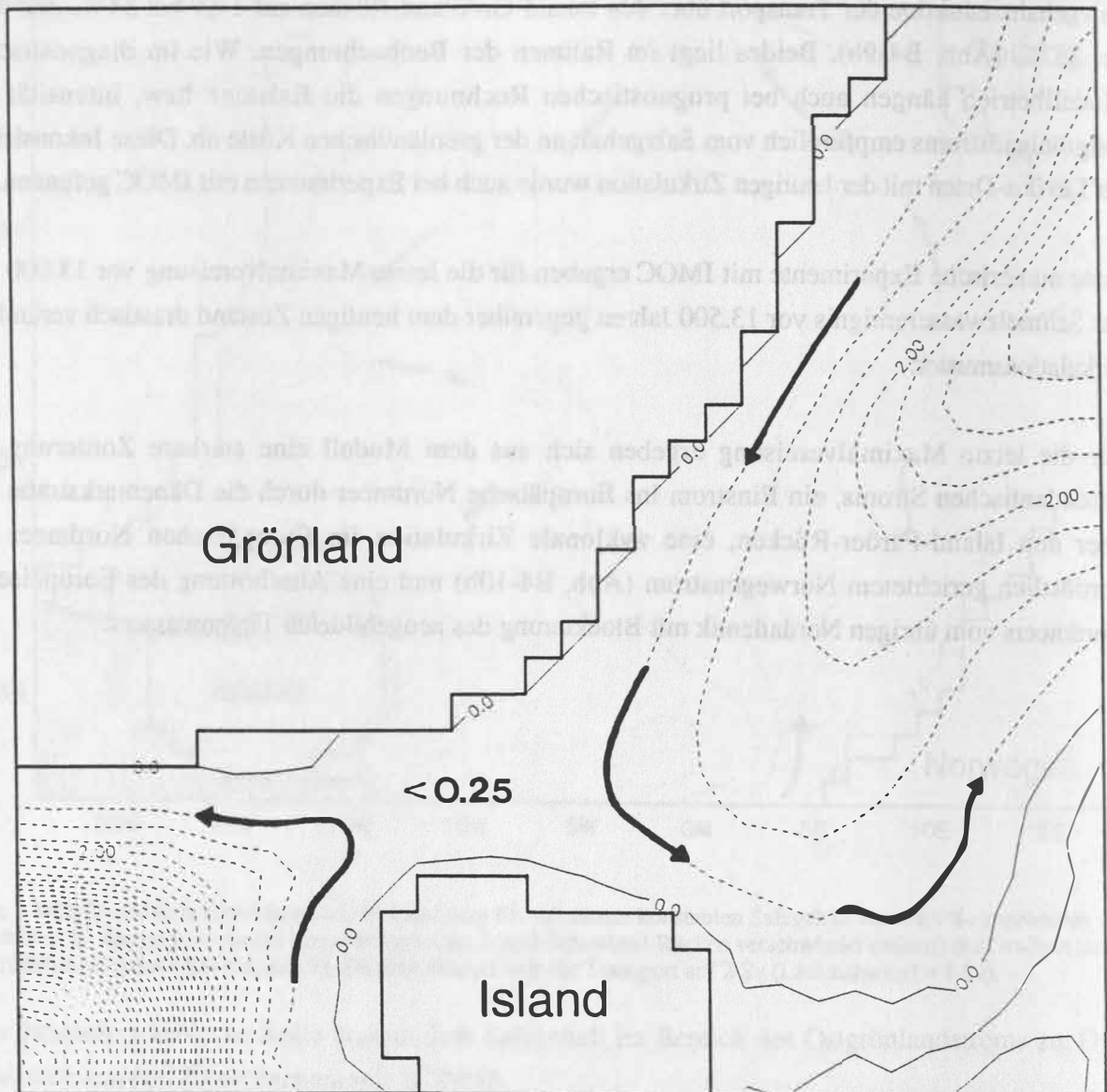


Abb.B4-9a: Die originalen Levitus-Winterdaten allein ergeben einen nahezu verschwindenden Transport ($< 0,25$ Sv), verhindern also die Entwicklung des Ostgrönlandstroms. Damit sind sie physikalisch inkonsistent mit den beobachteten Strömungsverhältnissen. Eine Verwendung der anderen jahreszeitlichen Daten oder der Jahresmittelwerte ändert dieses Bild nur unwesentlich und führt teilweise sogar zu einem Einstrom ins Europäische Nordmeer.

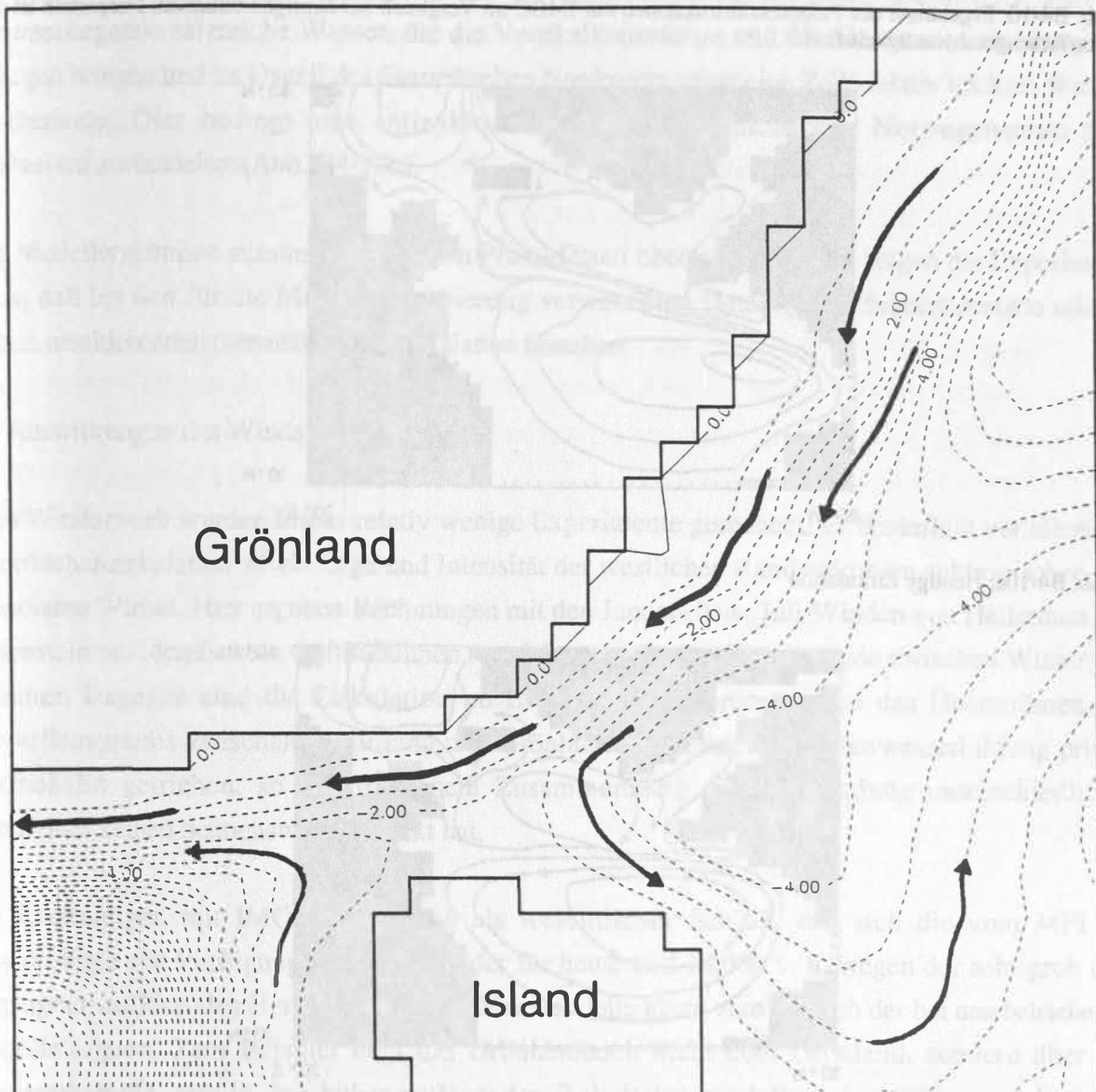


Abb.B4-9b: In diesem Experiment wurden die Levitus-Salzgehalte in einem schmalen Streifen entlang der grönländischen Küste künstlich auf 33 ‰ reduziert, um den Einfluß des kontinentalen Schmelzwasserabflusses besser zu berücksichtigen. Damit bildet sich ein Ausstrom von ca. 2 Sv, was im Rahmen der Beobachtungen liegt.

Abb. B4-10: Ergebnisse der Paläorekonstruktionen mit IMOC im Vergleich zur heutigen Situation. Dargestellt ist das Oberflächengeschwindigkeitsfeld.

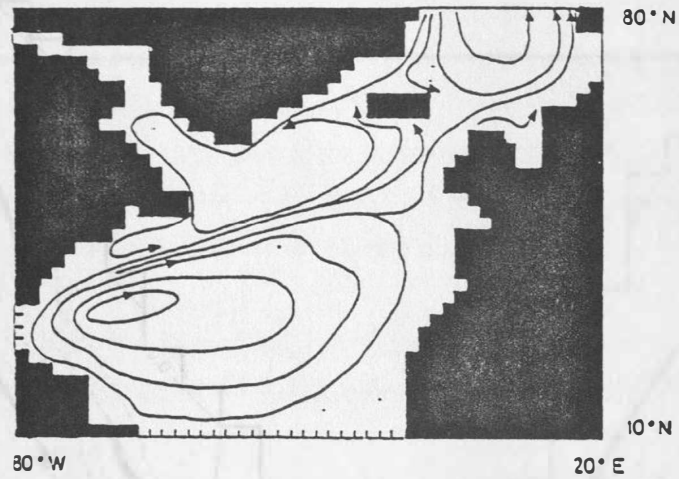


Abb. B4-10a: Heutige Zirkulation

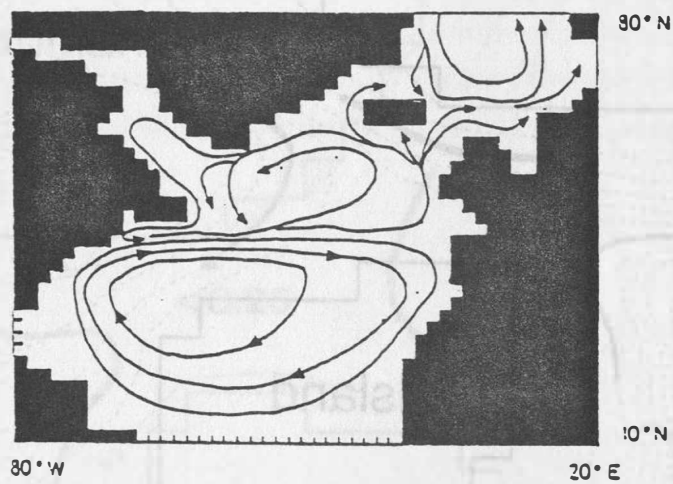


Abb. B4-10b: Letzte Maximalvereisung (18.000 v. h.)

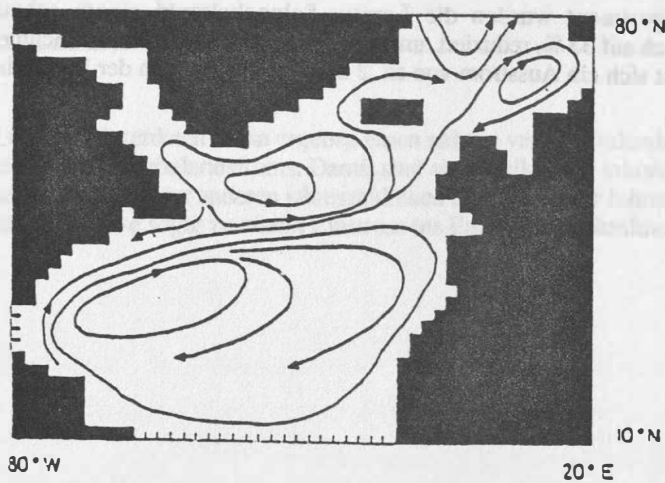


Abb. B4-10c: Schmelzwasserereignis (13.500 v. h.)

Durch das Schmelzwasserereignis (13.500 v. h.) schichten sich große Süßwassermengen über das darunterliegende salzreiche Wasser, die die Vertikalkonvektion und die Tiefenwasserbildung zum Erliegen bringen und im Ostteil des Europäischen Nordmeers sogar eine Zelle relativ leichten Wassers produzieren. Dies bedingt eine antizyklonale Zirkulation, welche den Norwegenstrom nach Südwesten zurückleitet (Abb. B4-10c).

Die Modellergebnisse stimmen gut mit den Proxy-Daten überein, allerdings zeigen die Experimente auch, daß bei den für die Modellinitialisierung verwendeten Daten (s. o.) Inkonsistenzen mit der daraus resultierenden thermohalinen Zirkulation bestehen.

Auswirkungen des Winds

Zum Windantrieb wurden bisher relativ wenige Experimente gerechnet. Er beeinflusst vor allem die Oberflächenzirkulation sowie Lage und Intensität der westlichen Randströme im subtropischen und subpolaren Wirbel. Hier ergaben Rechnungen mit den Januar- bzw. Juli-Winden von Hellerman und Rosenstein bei identischem thermohalinen Antrieb geringfügige Unterschiede zwischen Winter und Sommer. Dagegen sind die Zirkulation im Europäischen Nordmeer und das Überströmen des Schwellensystems zwischen Schottland und Grönland genau wie die Tiefenwasserbildung primär thermohalin getrieben, so daß in diesem Zusammenhang die Verwendung unterschiedlicher Windfelder keinen nennenswerten Effekt hat.

Bei Rechnungen mit IMOC ergab sich als wesentlicher Schluß, daß sich die vom MPI für Meteorologie zur Verfügung gestellten Felder für heute und 18.000 v. h. wegen der sehr grob (5,6 Bogengrad) auflösenden Hamburger Atmosphärenmodelle kaum zum Antrieb der bei uns betriebenen Modelle eignen. Zum Beispiel liegt das Grönlandhoch nicht über Grönland, sondern über der Dänemarkstraße, was in den höher auflösenden Zirkulationsmodellen eine völlig unrealistische Zirkulation bewirkt.

4.2 Boxmodelle des Kohlenstoffkreislaufs

Das Problem der Abnahme der atmosphärischen CO₂-Konzentration um 80 bis 90 ppm zwischen interglazialen und glazialen Klimazuständen im Pleistozän ist noch immer ungelöst. Das Klima war während der Kaltzeiten im Durchschnitt windiger, wie Untersuchungen von Staub und Aerosolen an Eiskernen aus Grönland und der Antarktis zeigen (HAMMER et al., 1985; DE ANGELIS et al., 1987), was einen verstärkten CO₂-Austausch zwischen Atmosphäre und Ozean bewirken würde.

Bei den Untersuchungen im nördlichen Nordatlantik sind die Auswirkungen eines verstärkten Gasaustauschs in einem kleinen Gebiet mit absinkenden kalten Wassermassen wie der Grönlandsee besonders interessant. Die Löslichkeit von CO₂ nimmt mit abnehmender Wassertemperatur zu und ist

nahe des Gefrierpunkts etwa doppelt so hoch wie bei 18° C, dem globalen Durchschnitt der Meeresoberflächentemperatur. Daher zieht der polwärtige Fluß von warmem Oberflächenwasser, welches dabei abgekühlt wird, verstärkt CO₂ aus der Atmosphäre und bedingt einen meridionalen Gradienten im gelösten anorganischen Gesamtkohlenstoffgehalt. Dieser Prozeß des Abkühlens, des Absinkens und der Tiefenwasserbildung pumpt CO₂ aus den Wassermassen der niederen Breiten und der Atmosphäre in die Tiefe (C-Löslichkeitspumpe).

Zur Quantifizierung dieses Prozesses wurde ein Boxmodell entwickelt (Abb. B4-11). In diesem Modell fungiert der tiefe Ozean als externe Quelle für den anorganischen Kohlenstoff, der dem warmen oberflächennahen Ozean mit der Konzentration Σ_0 zugeführt wird. Diese Quelle repräsentiert den Gesamteffekt des Auftriebs in niederen Breiten und der biologischen Produktion von Kohlenstoff und Kalziumkarbonat. Ein Teil dieses Eintrags (U_1) sinkt aus der warmen Oberflächenschicht direkt wieder ab, der andere Teil (U_2) wandert in eine kleine Kaltwasserregion (Box 2), aus der er absinkt.

Ergebnisse des Boxmodells zeigen, daß bei hinreichend kleiner Kaltwasserregion die atmosphärische CO₂-Konzentration empfindlich auf die Austauschgeschwindigkeit zwischen der Atmosphäre und dem Ozean reagiert, welche das Verhältnis von molekularer Diffusivität und Dicke der Grenzschicht wiedergibt (Abb. B4-12). Das Verhältnis von warmem zu kaltem absinkenden Wasser stellt eine wichtige Einflußgröße dar: Die C-Löslichkeitspumpe arbeitet am effektivsten, wenn der Großteil des absinkenden Wassers kalt ist (U_2 größer U_1).

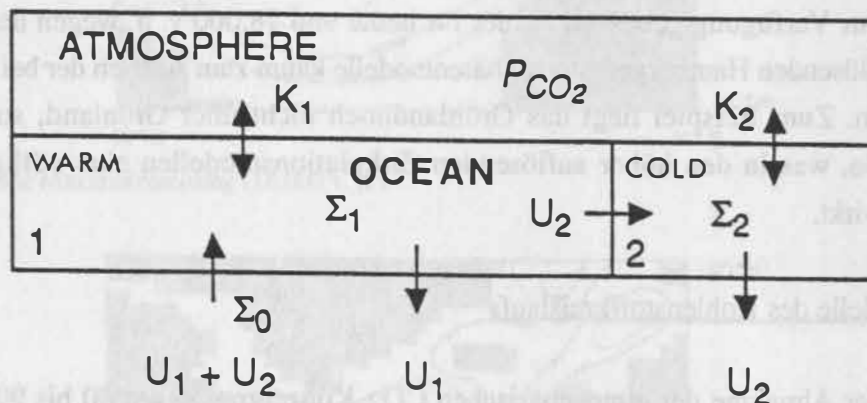


Abb. B4-11: Boxmodell für den Kohlenstofftransport in der Oberflächenschicht des Ozeans und in der Atmosphäre. K_1 und K_2 bezeichnen die CO₂-Austauschgeschwindigkeiten im warmen und im kalten Ozean.

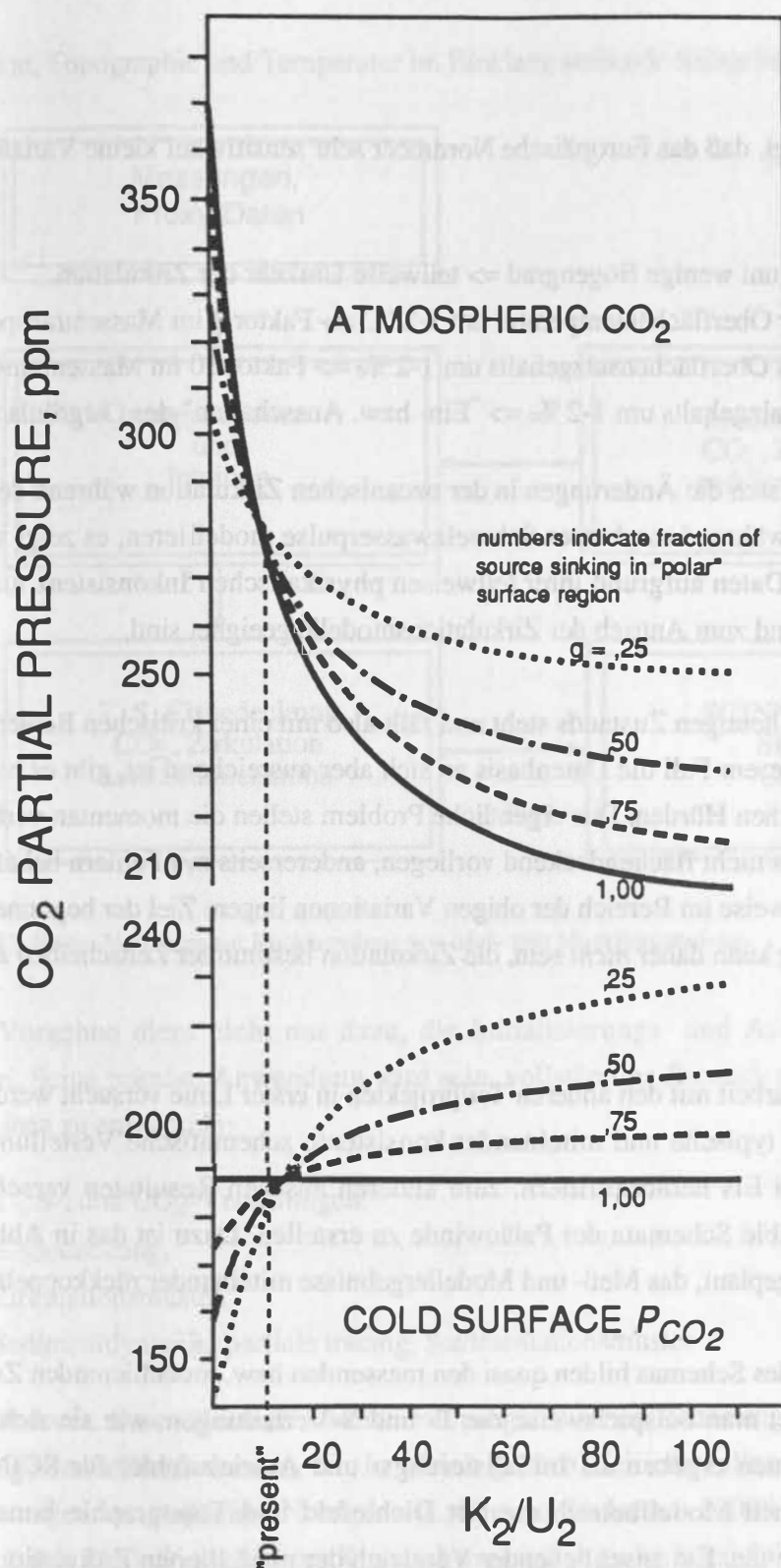


Abb. B4-12: CO₂-Partialdrücke der Atmosphäre und der Oberflächenschicht des kalten Ozeans als Funktion der Zunahme des Gasaustauschs zwischen Atmosphäre und Oberflächenschicht.

Von den Ergebnissen der Boxmodelle ausgehend soll ein Modell des Kohlenstoffkreislaufs in Erweiterung SCINNAs entwickelt werden.

5. Schlußfolgerungen

Es hat sich zum einen gezeigt, daß das Europäische Nordmeer sehr sensitiv auf kleine Variationen im Antrieb reagiert:

- Versatz der Eiskante um wenige Bogengrad => teilweise Umkehr der Zirkulation
- Lokale Änderung der Oberflächentemperatur um 1-2° C => Faktor 3 im Massentransport
- Lokale Änderung des Oberflächensalzgehalts um 1-2 ‰ => Faktor 10 im Massentransport
- Änderung des Randsalzgehalts um 1-2 ‰ => "Ein- bzw. Ausschalten" des Ostgrönlandstroms

Mit diesen Vorgaben lassen sich die Änderungen in der ozeanischen Zirkulation während des letzten Vereisungsmaximums und während markanter Schmelzwasserpulse modellieren, es zeigt sich aber auch, daß die vorhandenen Daten aufgrund ihrer teilweisen physikalischen Inkonsistenz nicht ohne weiteres zur Initialisierung und zum Antrieb der Zirkulationsmodelle geeignet sind.

Schon die Modellierung des heutigen Zustands steht und fällt also mit einer kritischen Bewertung der gemessenen Daten. Da in diesem Fall die Datenbasis an sich aber ausreichend ist, gibt es hierbei im Grunde keine unüberwindlichen Hürden. Das eigentliche Problem stellen die momentan verfügbaren Paläodaten dar, die einerseits nicht flächendeckend vorliegen, andererseits mit Fehlern behaftet sind, deren Größenordnungen teilweise im Bereich der obigen Variationen liegen. Ziel der begonnenen und künftigen Paläomodellierung kann daher *nicht* sein, die Zirkulation bestimmter Zeitscheiben *im Detail* zu rekonstruieren.

Dagegen muß in Zusammenarbeit mit den anderen Teilprojekten in erster Linie versucht werden, zum einen aus den Proxy-Daten typische und miteinander konsistente schematische Verteilungen von Temperatur, Salzgehalt und Eis herauszufiltern, zum anderen aus den Resultaten verschiedener Atmosphärenmodelle plausible Schemata der Paläowinde zu erstellen. Dazu ist das in Abb. B4-13 skizzierte Invers-Verfahren geplant, das Meß- und Modellergebnisse miteinander rückkoppelt.

Die linke und rechte Hälfte des Schemas bilden quasi den messenden bzw. modellierenden Zweig des inversen Verfahrens. Nimmt man beispielsweise die T- und S-Verteilungen, wie sie sich aus der Interpretation der Proxy-Daten ergeben als Initialisierungs- und Antriebsfelder für SCINNA, so lassen sich im diagnostischen Modellbetrieb die mit Dichtefeld und Topographie konsistenten Zirkulationsschemata berechnen. Ein anschließender Vergleich der modellierten Zirkulation mit der anderweitig (z. B. aus der Sedimentation) bestimmten kann bei der Überprüfung und ggf. Verbesserung der zugrundegelegten T- und S-Daten helfen. Im Fall unklarer oder einander widersprechender Interpretationen der Proxy-Daten kann so eine Entscheidungshilfe gegeben werden. Ähnliche Möglichkeiten bieten prognostische Rechnungen. Ist z. B. für eine Zeitscheibe nur wenig über die dreidimensionale Verteilung des Salzgehalts bekannt, kann mit SCINNA das mit

Zirkulation, Topographie und Temperatur im Einklang stehende Salzgehaltsfeld bestimmt werden.

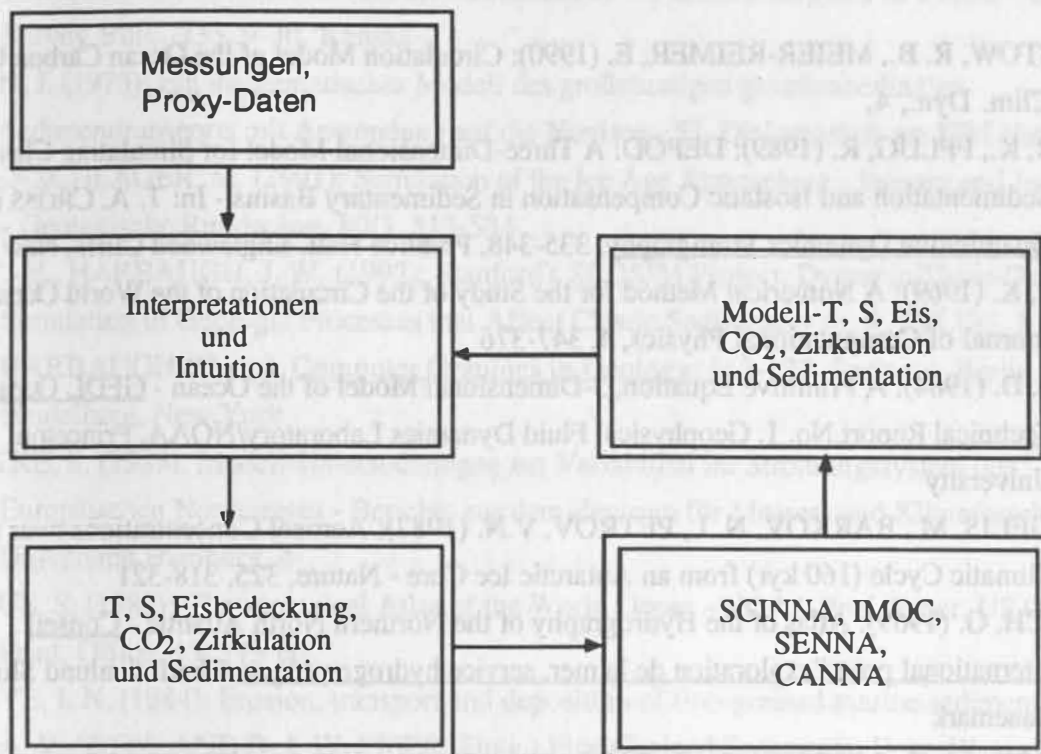


Abb. B4-13: Invers-Verfahren zur Rückkopplung von Meß- und Modellergebnissen

Dieses Vorgehen dient nicht nur dazu, die Initialisierungs- und Antriebsdaten der Modelle zu erzeugen. Seine primäre Anwendung wird sein, vollständige Szenarien der gut mit Daten belegten Zeitscheiben zu entwickeln:

- T-, S-, und CO₂-Verteilungen,
- Eisbedeckung,
- Zirkulationsmuster,
- Sedimentdynamik, particle tracing, Sedimentationsmuster.

Ausgehend von diesen Szenarien sollen mit prognostischen Rechnungen die dazwischenliegenden Übergänge modelliert werden, um in gleich großen Zeitintervallen von etwa 1000 Jahren die Veränderungen im nördlichen Nordatlantik während der letzten 18000 Jahre zu dokumentieren und zusätzlich den Einfluß kurzfristiger Klimaschwankungen zu berücksichtigen.

Literatur

- BACASTOW, R. B., MEIER-REIMER, E. (1990): Circulation Model of the Ocean Carbon Cycle - Clim. Dyn., 4,
- BITZER, K., PFLUG, R. (1989): DEPOD: A Three-Dimensional Model for Simulating Clastic Sedimentation and Isostatic Compensation in Sedimentary Basins - In: T. A. CROSS (Hrsg.) Quantitative Dynamics Stratigraphy, 335-348, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey
- BRYAN, K. (1969): A Numerical Method for the Study of the Circulation of the World Ocean - Journal of Computational Physics, 4, 347-376
- COX, M. D. (1984): A Primitive Equation, 3-Dimensional Model of the Ocean - GFDL Ocean Group Technical Report No. 1, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory/NOAA, Princeton University
- DE ANGELIS, M., BARKOV, N. I., PETROV, V.N. (1987): Aerosol Concentrations over the Last Climatic Cycle (160 kyr) from an Antarctic Ice Core - Nature, 325, 318-321
- DIETRICH, G. (1969): Atlas of the Hydrography of the Northern North Atlantic - Conseil international pour l'exploration de la mer, service hydrographique, Charlottenlund Slot - Danmark
- ERICKSON, M. C., MASSON, D. S., SLINGERLAND, R., SWETLAND, D. W. (1990): Numerical Simulation of Circulation and Sediment Transport in the Late Devonian Catskill Sea - In: T. A. CROSS (Hrsg.) Quantitative Dynamics Stratigraphy, 293-305, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey
- ETOPO5 (1986): Digital Relief of the Surface of the Earth, National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado
- HAMMER, C. U., CLAUSEN, H. B., DANSGAARD, W. (1985): Continuous Impurity Analysis along Dye 3 Deep Core - In: C. C. LANGWAY, H. OESCHGER, DANSGAARD, W. (Hrsg.) Greenland Ice Core: Geophysics, Geochemistry, and the Environment. Geophys. Monogr. Ser., 33, 90-94
- HAUPT, B. J., SCHÄFER-NETH, C., STATTEGGER, K. (1992): Towards Modelling the Paleocirculation and Sedimentation of the Northern North Atlantic - Fourth International Conference on Paleoceanography, Kiel, 137-138
- HELLERMAN, S., ROSENSTEIN, M. (1983): Normal Monthly Wind Stress over the World Ocean with Error Estimates - Journal of Physical Oceanography, 13, 1093-1104
- KEIR, R. (1988): On the late Pleistocene Ocean Geochemistry and Circulation - Paleoceanography, 3, 413-445
- KEIR, R. (1991): The Effect of Vertical Nutrient Redistribution on Surface Ocean $\delta^{13}\text{C}$ - Global Biochemical Cycles, 5, 351-358
- KEIR, R. (1993): Cold Surface Ocean Ventilation and its Effect on Atmospheric CO_2 - Journal of Geophysical Research, im Druck

- KENDALL, C. G. ST. C., MOORE, P., STROBEL, J., CANNON, R., PERLMUTTER, M., BEZDEK, J., BISWAS, G. (1991): Simulation of the sedimentary Fill of Basins - Geological Survey Bull., 233, 9-30, Kansas
- KROHN, J. (1975): Ein mathematisches Modell des großräumigen gezeitenbedingten Sedimenttransports mit Anwendung auf die Nordsee - 52, Diplomarbeit am IFM Hamburg
- LAUTENSCHLAGER, M. (1991): Simulation of the Ice Age Atmosphere - January and July Means - Geologische Rundschau, 80/3, 513-534
- LEE, Y.-H., HARBAUGH, J. W. (1992): Stanford's SEDSIM Project: Dynamic Three-Dimensional Simulation of Geologic Processes that Affect Clastic Sediments - In: R. PFLUG, J. W. HARBAUGH (Hrsg.), Computer Graphics in Geology, 113-127, Springer, Berlin, Heidelberg, New York
- LEGUTKE, S. (1989): Modell-Untersuchungen zur Variabilität im Strömungssystem des Europäischen Nordmeeres - Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung der Universität Hamburg, 4
- LEVITUS, S. (1982): Climatological Atlas of the World Ocean - NOAA Prof. Paper, US Govt. Print. Office, 13, 173 pp
- MCCAVE, I. N. (1984): Erosion, transport and deposition of fine-grained marine sediments - In: D. A. V. STOW AND D. J. W. PIPER (Hrsg.) Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies, published for the Geological Society by Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, Edinburgh, Boston, Palo Alto Melbourne
- MCCAVE, I. N., GROSS, T. F. (1991): In-situ measurements of particle settling velocity in deep sea - Marine Geology, 99, 403-411
- MESINGER, F., ARAKAWA, A. (1976): Numerical Methods Used in Atmospheric Models - GARP Publ. Ser., 17, 64 pp
- PACANOWSKI, R. C., DIXON, K., ROSATI, A. (1990): GFDL Modular Ocean Model - pers. Kontakt
- PAOLA, C. (1989): A Simple Basin-Filling Model For Coarse-Grained Alluvial Systems. - In: T. A. CROSS (Hrsg.) Quantitative Dynamics Stratigraphy, 363-374, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey
- PULS, W. (1981): Numerical Simulation of Bedform Mechanics - Mitteilungen des Instituts für Meereskunde der Universität Hamburg, 147, erschienen im Eigenverlag des Instituts für Meereskunde der Universität Hamburg
- SCHÄFER-NETH, C., HAUPT, B. J., STATTEGGER, K. (1992): Strömungsmuster im Nordatlantik, rezent und letzte Maximalvereisung: erste Ergebnisse mit dem SCINNA-Modell - Berichtskolloquium SFB 313, Kiel
- SEIDOV, D. (1986): Numerical Modelling of the Ocean Circulation and Paleocirculation - In: K. HSÜ (Hrsg.) Mesozoic and Cenozoic Oceans, Geodyn. Ser., AGU, 15, 11-26, Washington D.C.
- SEIDOV, D. (1992): An Intermediate Model for Large-Scale Ocean Circulation Studies - Progr. Oceanography (eingereicht)

- SEIDOV, D., YUSHINA, I., SARNTHEIN, M., STATTEGGER, K. (1992): Toward a Better Understanding of the North Atlantic Response to the Meltwater Event Near 13.6 ka - A Numerical Ocean Circulation Model - Fourth International Conference on Paleoceanography, Kiel, 259
- STEVENS, D. P. (1991): A Numerical Ocean Circulation Model of the Norwegian and Greenland Sea - Progress in Oceanography, 27, 365-402
- SÜNDERMANN, J., KLÖCKER, R. (1983): Sediment Transport Modelling with Applications to the North Sea. North Sea Dynamics, Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York
- SYVITSKI, J. P. M., DAUGHNEY, S. (1992): Delta2: Delta Progradation and Basin Filling - Computer & Geosciences, 18/7, 839-897
- TETZLAFF, D. M. (1989): Limits to the Predictive Ability of Dynamic Models that Simulate Clastic Sedimentation - In: T. A. CROSS (Hrsg.) Quantitative Dynamics Stratigraphy, 55-66, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey
- ZANKE, U. (1977): Berechnung von Sinkgeschwindigkeiten von Sedimenten - Mitteilungen des Franzius Instituts für Wasserbau und Küsteningenieurwesen der Technischen Universität Hannover, 46, 230-245
- ZANKE, U. (1978): Zusammenhänge zwischen Strömung und Sedimenttransport; Teil 1: Berechnung des Sedimenttransportes - allgemeiner Fall - Mitteilungen des Franzius Instituts für Wasserbau und Küsteningenieurwesen der Technischen Universität Hannover, 47, 214-345

Verzeichnis der Tabellen im Anhang

Expeditionen des SFB 313 1991 - 1993	Anhang S. 1
Abgeschlossene und laufende Dissertationen	Anhang S. 2
Gastforscher	Anhang S. 5
Vorträge im Rahmen des SFB-Kolloquiums	Anhang S. 6
Programm des Berichtskolloquiums November 1992	Anhang S. 10
Verzeichnis der SFB-Berichte	Anhang S. 14
Verzeichnis der SFB-Publikationen	Anhang S. 19
Kurzfassungen von Veröffentlichungen und Manuskripten	Anhang S. 39